

Université de Bretagne Occidentale
Institut Universitaire Européen de la Mer

Laboratoire Géomer
LETG – UMR 6554 CNRS

Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie

L'ÉVOLUTION DES FORMES ET DE LA MORPHODYNAMIQUE EN DOMAINE LITTORAL VOLCANIQUE : RECHERCHES DANS L'ARCHIPEL D'HAWAÏ

Présentée par **GUILLAUME MARIE**

Sous la direction de Messieurs les Professeurs Yannick Lageat et Jean-Claude Bodéré

Soutenue le 17 décembre 2004

Composition du jury :

- M. Jean-Claude BODÉRÉ**, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*
- M. Stéphane COSTA**, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*
- M. Yannick LAGEAT**, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*
- M. Charles LE CŒUR**, Professeur des Universités, U.F.R. de Géographie, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne. *Rapporteur.*
- M. Paolo-Antonio PIRAZZOLI**, Directeur de recherche CNRS Section 31, UMR-8591 Laboratoire de Géographie Physique " Pierre Birot ". *Examineur.*
- M. Dominique SELLIER**, Professeur des Universités, Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes. *Rapporteur et Président du jury.*



Université de Bretagne Occidentale
Institut Universitaire Européen de la Mer
Laboratoire Géomer
LETG – UMR 6554 CNRS
Technopôle Brest-Iroise
Place Nicolas Copernic
29280 PLOUZANÉ
Tél. : 02 98 49 87 54

Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie

L'ÉVOLUTION DES FORMES ET DE LA MORPHODYNAMIQUE EN DOMAINE LITTORAL VOLCANIQUE : RECHERCHES DANS L'ARCHIPEL D'HAWAÏ

Présentée par **GUILLAUME MARIE**

Sous la direction de Messieurs les Professeurs Yannick Lageat et Jean-Claude Bodéré

Soutenue le 17 décembre 2004

Mention très honorable avec les félicitations à l'unanimité du jury

[English Abstract in the appendix at the end of the dissertation]

Composition du jury :

- M. Jean-Claude BODÉRE**, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*
- M. Stéphane COSTA**, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*
- M. Yannick LAGEAT**, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*
- M. Charles LE CŒUR**, Professeur des Universités, U.F.R. de Géographie, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne. *Rapporteur.*
- M. Paolo-Antonio PIRAZZOLI**, Directeur de recherche CNRS Section 31, UMR-8591 Laboratoire de Géographie Physique " Pierre Birot ". *Examineur.*
- M. Dominique SELLIER**, Professeur des Universités, Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes. *Rapporteur et Président du jury.*

*A la mémoire de Suzanne et Marguerite, mes grands-mères,
et de Daniel, mon grand-père,
pour m'avoir transmis leur sens de la persévérance
et leur regard sur la Nature.*

Avant-propos

*J*e me souviens avec émotion de ma première arrivée à l'aéroport international d'Honolulu : les chemises à fleurs omniprésentes, les annonces en japonais, les touristes recevant des leis, le sourire des Hawaïennes, le pied de théodolite perdu, la bouffée de chaleur qui assaille le voyageur quittant un environnement frigorifié par l'air conditionné... Après 24 heures de voyage, le choc est un peu rude mais enivrant. Ainsi a débuté mon premier contact avec mon terrain de thèse, une nuit de mars 2000. Ce souvenir me paraît un peu lointain maintenant, en plein « rush » final de la rédaction, mais me fait mesurer tout le chemin parcouru jusqu'à aujourd'hui.

Je souhaite remercier mes directeurs de thèse, MM. Yannick Lageat et Jean-Claude Bodéré, pour avoir participé à cette aventure en acceptant de diriger ce travail et en m'aiguillant par leurs conseils avisés, mais aussi pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser un « rêve de gosse », vivre au cœur d'une éruption volcanique.

Si « la géographie sert (paraît-il) d'abord à faire la guerre », elle m'a surtout permis de trouver ma voie à l'heure où il faut faire des choix. À cet égard, j'aimerais saluer ici l'équipe pédagogique qui m'a formé à Paris 8, dont certains membres sont devenus par la suite mes collègues, et tout particulièrement Charles Le Cœur qui m'a offert mes galons d'enquêteur ès géomorphologie. Je souhaite également évoquer à cette occasion la mémoire de Patrice Binoche, professeur d'histoire-géographie au lycée Galilée de Cergy, qui m'a fait découvrir la géomorphologie et les liens étroits que l'Homme entretient avec son milieu lors d'une excursion sur le littoral picard et sans qui je ne serais peut-être pas devenu géographe. Mes pensées vont aussi à Jean-Pierre Pinot dont la rencontre lors d'un stage de terrain a été décisive dans mon choix de venir « au bout du monde ». Je voudrais, par ailleurs, adresser mes vifs remerciements à Stéphane Costa, Paolo-Antonio Pirazzoli et Dominique Sellier pour avoir accepté de juger ce travail.

Je me rappelle également les premiers pas foulés sur le Kīlauea : l'aspect lunaire de la caldeira, les fumerolles, l'odeur de soufre, l'acide chlorhydrique qui pique les yeux et irrite le gosier, les cohortes de touristes japonais dans leurs minibus aménagés et surtout le spectacle magnifique et fascinant de la lave rencontrant l'océan. Je remercie l'ensemble du personnel de l'Observatoire Volcanologique Hawaïen (Hawaiian Volcano Observatory) qui m'a accueilli sur ces terres hostiles et tout particulièrement David Sherrod, qui m'a fait partager son expérience et m'a appris à traverser les coulées de lave, mais aussi Taeko Jane Takahashi et Jim Kauahikaua. Toute ma gratitude va également aux personnes rencontrées à l'université d'Hawaï, particulièrement à Jim et Sonia Juvik et Tom Paradise pour leur accueil chaleureux. Je remercie au passage les étudiants du département de géographie de Hilo, E.E. Grossman et M. MacGranaghan à Mānoa, ainsi que C.T. Tanaka du GIS Program (State of Hawaii) et un employé anonyme du Planning Department (County of Hawaii).

J'adresse un grand « Mahalo ! » à toutes les personnes rencontrées sur le terrain, Hawaïens ou simples visiteurs, pour m'avoir soutenu ou aidé à prendre des mesures, brûlées par le soleil tropical ou trempées par les vagues du Pacifique, parfois sous le regard médusé de quelques badauds, souvent au détriment de leurs vacances :

Julie, André, Elizabeth, Keiko, Anna, Rémi, Tom, Paul, Mark, Christian, Chris, Jonathan, Don et toute la famille Eads, ainsi que Kanaloa et Pele.

En Bretagne, je remercie Jean-Pierre Oldra du laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538) et Véronique Cuq (Géomer) pour leur aide lors de la confection des lames minces, ainsi qu'Emmanuel Giraudet (Géomer) pour avoir réglé les (trop) nombreux problèmes informatiques. Merci également à Dominique Sellier et Denis Mercier pour le prêt du Schmidt Hammer de l'IGARUN (Université de Nantes).

Au terme de cette longue liste, je voudrais enfin remercier chaleureusement toutes celles et ceux qui m'ont aidé par leurs remarques, leur participation à la surveillance et aux changements de bain de « mes » échantillons, leur bonne humeur, leurs conseils vestimentaires, au premier rang desquels ma collègue du « pôle Pacifique » Caroline Rufin-Soler qui a aussi su me faire partager avec « bonheur » ses goûts musicaux si raffinés, ainsi qu'Alain, Delphine, Natacha, Dorothée, Mathieu, Annie, María Lucía de las Estrellas, Eric, Vincent, Pierre-Arnaud, Cyril et toutes les personnes qui, autour d'un verre, m'ont permis d'oublier un peu les littoraux volcaniques d'Hawaï ! Merci aussi à Laurence, à ma famille en général et à ma p'tite sœur Elise et mes parents en particulier pour leur soutien et leurs encouragements.

Sommaire

Avant-propos.....	5
Sommaire.....	7
 Introduction générale	 8
 Première Partie : L'évolution morphogénique des deltas de lave	 34
Chap. I – Genèse et destruction des deltas de lave actifs.....	37
Chap. II – Recherches sur les deltas de lave inactifs du Pu'u 'Ō'ō–Kūpaianaha.....	98
Chap. III – Discussion sur le fonctionnement des deltas de lave inactifs.....	137
 Deuxième Partie : L'évolution morphogénique des falaises et plates-formes littorales	 183
Chap. I – La diversité des côtes rocheuses de l'île d'Hawaï : typologie et origine.....	185
Chap. II - La morphodynamique des falaises volcaniques.....	223
Chap. III – Un rythme d'évolution discontinu.....	282
 Troisième Partie : La genèse des formes de détail sur les littoraux volcaniques	 325
Chap. I – Les formes de détail : classification et origine.....	327
Chap. II – Le rôle des conditions environnementales dans l'efficacité des processus..	368
Chap. III – L'influence déterminante de la pétrographie dans la genèse des formes de détail.....	428
 Conclusion générale	 465
 Bibliographie.....	 473
Table des figures.....	493
Table des photographies.....	497
Table des matières.....	502
Annexes.....	509
Appendice (English Abstract).....	i

Introduction générale

Les îles volcaniques, telles celles de l'archipel d'Hawaï, frappent notre imaginaire par leurs paysages, qui peuvent être luxuriants ou désertiques, voire lunaires, et les clichés qui y sont associés. La fascination qu'exercent les volcans en éruption participe également à cet engouement. Les recherches menées dans le cadre de ce doctorat de géographie traitent de l'évolution de ces paysages, du moins de leur frange littorale, à travers l'étude des formes et de la morphodynamique.

Le terme « évolution », qui était à l'origine réservé aux manœuvres militaires, fait référence à une « suite de transformations dans un même sens » (dictionnaire Grand Robert), et a été réutilisé, avec cette acceptation, par Ch. Darwin pour sa théorie de l'évolution des espèces. Pour notre part, nous entendons par évolution le suivi dans le temps des changements qui s'opèrent dans le façonnement des côtes volcaniques et dans les processus mis en œuvre. Ces transformations seront étudiées depuis l'arrivée de coulées de lave dans l'océan, jusqu'à la formation de méga-falaises ou de formes de corrosion littorale évoluées.

En guise d'introduction, nous présenterons tout d'abord notre thème de recherche, son élaboration, sa spécificité, l'angle d'approche utilisé et les moyens employés pour atteindre les objectifs définis. Pour éclairer le lecteur, nous avons choisi d'exposer ensuite le cadre géographique de l'étude. Ce long préambule nous a paru nécessaire avant d'aborder l'étude des littoraux volcaniques hawaïens. Nous resituerons donc l'archipel d'Hawaï dans son contexte structural et océanique, avant de développer celui de la Grande Île d'Hawaï qui a constitué notre terrain d'étude principal. Nous indiquerons enfin le plan adopté, organisé selon différentes échelles d'analyse.

Le thème de recherche

a) L'origine du projet de thèse

Les travaux de recherches que nous avons menés antérieurement visaient à comprendre la genèse des paysages et des formes à différentes échelles spatiales, des grands alvéoles granitiques de l'Autunois (Morvan méridional) aux microformes de corrosion des littoraux cauchois (Haute-Normandie) ou léonards (Bretagne occidentale). Ces essais de géomorphologie dynamique n'étaient pas exempts de considérations structurales, tant la nature de la roche, qu'elle fut sédimentaire, plutonique ou métamorphique, influence la géométrie des formes façonnées par la météorisation. Dans le prolongement de ces travaux, nous avons choisi de conserver pour notre doctorat l'approche multiscalaire, en la replaçant

dans une perspective chronologique, afin de suivre l'évolution des formes dans le temps et de déceler différents rythmes dans la morphogenèse.

La lecture d'un article d'André Guilcher, Louis Berthois et René Battistini (1962) sur l'originalité des formes de corrosion littorale sur les roches volcaniques nous a interpellé en raison des interrogations qui subsistent sur leur genèse. Cela nous a amené à nous interroger sur la spécificité de la morphologie côtière en domaine volcanique, notamment à travers les travaux de Chester K. Wentworth (1938, 1939), et sur l'intérêt que pouvait présenter la datation de ces roches, en terme de jalons chronologiques (Thouret, 1999). Le projet de thèse a ainsi progressivement pris corps.

b) L'intérêt du sujet

Les littoraux rocheux volcaniques sont relativement peu traités malgré leur originalité. Certaines formes sont singulières, telles celles issues de la rencontre entre la lave et l'océan ou celles liées à la structure interne de la roche. Ces « rivages neufs » constituent, par ailleurs, un terrain d'étude privilégié des mécanismes d'érosion littorale. Il est, en effet, possible de suivre le façonnement d'une « côte naissante », sans aucun héritage, et ce, année après année. La morphodynamique est, de plus, particulièrement rapide les premières années, lorsque les roches sont encore peu cohérentes. La spécificité des rivages volcaniques n'empêche néanmoins pas les recoupements avec d'autres types de littoraux.

Le choix des îles Hawaï comme terrain d'étude a été guidé par la diversité des conditions environnementales sur le littoral, aussi bien en termes de durée d'évolution que de type de roche volcanique, de conditions climatiques ou d'exposition aux houles. L'archipel hawaïen, sur lequel peu de recherches ont été menées par les géographes français¹, présentait, en outre, l'intérêt d'avoir été bien étudié par les volcanologues américains (datations des coulées et dynamisme éruptif) et de connaître une éruption permanente du volcan Kīlauea² depuis 1983, avec des coulées atteignant régulièrement l'océan. La notion de risque inhérente à la fréquentation touristique des littoraux a également contribué au choix de l'archipel d'Hawaï.

c) La problématique de l'étude

La question centrale de ce travail concerne la manière dont vont évoluer dans le temps les formes et dynamiques littorales sur les côtes rocheuses volcaniques. Pour y répondre, notre raisonnement s'articulera autour d'un emboîtement d'échelles spatio-temporelles. Nos

¹ On peut citer en particulier les travaux de Christian Huetz de Lempdes dont la thèse d'Etat (1977) n'a pu malheureusement être consultée, malgré plusieurs tentatives infructueuses.

² L'annexe II, à la fin de cet ouvrage, explique la terminologie adoptée pour les toponymes, l'alphabet hawaïen et sa prononciation.

interrogations porteront également sur les changements dans le rythme de recul des formes, dont la tendance est au ralentissement. Nous nous demanderons si les discontinuités sont en lien avec la nature des processus ou si elles traduisent une mutation des dynamiques efficientes. Nous tenterons pour cela de dégager la part relative des différents paramètres participant à la morphogenèse des littoraux volcaniques et son évolution dans le temps, en soulignant notamment l'importance de la structure. Cela nous amènera à traiter des particularités de certaines formes sur les littoraux volcaniques.

d) Les moyens mis en oeuvre

Pour mener à bien ces recherches, trois missions de terrain ont été organisées sur l'archipel d'Hawaï aux printemps 2000 et 2001, et à la fin de l'été/début de l'automne 2002. Quelques mesures complémentaires ont été réalisées en juillet 2003, en marge d'un colloque international. Sur les huit mois passés sur le terrain, plus de six l'ont été sur la Grande Île d'Hawaï et un et demi sur celle d'O'ahu. Ce temps a été mis à profit pour effectuer des recherches bibliographiques, rencontrer des interlocuteurs (géographes, volcanologues, océanographes...) et procéder à des mesures et des relevés à chacune des missions (levés topographiques au théodolite ou tachéomètre laser, mesures de micro-érosion, de résistance des roches, expérimentations sur la corrosion littorale...). L'analyse des données et des échantillons recueillis, ainsi que les expérimentations *in vitro*, ont été réalisées au laboratoire Géolittomer-Brest devenu Géomer (LETG - UMR 6554 CNRS). L'approche naturaliste de terrain couplée à des techniques, souvent déjà éprouvées sur d'autres types de côte, mais pas ou rarement utilisées sur les littoraux volcaniques, nous a paru être une bonne méthode pour analyser l'évolution d'un littoral aux dynamiques et aux rythmes d'érosion changeants. Toutefois, il a souvent été difficile de trouver des collaborateurs sur place pour réaliser certaines mesures, ce qui a malheureusement limité leur quantité.

En raison de l'étendue de l'île d'Hawaï, plus grande que la Corse, nous avons sélectionné deux terrains d'étude majeurs aux conditions diverses et différenciées, qui ont été analysés plus en détail (côte méridionale de Puna et golfe de Kawaihae). Nous avons néanmoins tenté d'observer et d'analyser un maximum de sites lors de la première mission. L'accès au trait de côte n'a pourtant pas toujours été aisé. En effet, les pistes littorales anciennes ne sont pas toujours entretenues ou balisées, et il est parfois difficile de trouver une route d'accès, notamment en raison de la végétation luxuriante sur les côtes au vent ou de la présence de terrains privés (terrains militaires, particulièrement à O'ahu, lotissements privés et gardés, sites *kapu*, c'est-à-dire interdits aux *ha'ole*, non Polynésiens). Certains secteurs de l'île n'ont donc pas pu être visités (cf. annexe I). Le choix des sites annexes étudiés sur les deux îles s'est opéré selon l'originalité de la morphologie littorale ou, au contraire, selon sa représentativité.

Une autre difficulté inhérente au terrain concerne le manque de repères visuels sur ces littoraux peu urbanisés, notamment lorsqu'ils sont très récents et qu'aucune végétation n'a eu le temps de se développer. Cela pose évidemment des problèmes lors de comparaisons diachroniques d'un même site. La houle, souvent puissante, perturbe également les observations et les mesures, et il n'est pas toujours aisé de déterminer le niveau moyen de la mer. Enfin, l'instabilité des côtes les plus récentes et le volcanisme actif rendent la fréquentation de certaines portions du littoral particulièrement hasardeuse. Malgré toutes ces limites, les recherches menées dans l'archipel d'Hawaï ont pu être conduites dans de bonnes conditions et fournir les résultats escomptés.

Le cadre géographique de l'étude

L'archipel polynésien d'Hawaï se situe au cœur de l'océan Pacifique, de part et d'autre du tropique du Cancer³ (figure 1). Il est constitué de huit grandes îles et de cent-vingt-quatre petites îles (Juvik *et al.*, 1998). Les grandes îles du Sud-Est, ou îles au vent, sont des îles hautes volcaniques. Le sommet du volcan Mauna Kea, sur la Grande Île d'Hawaï, atteint ainsi 4 205 m. En prenant le plancher océanique comme niveau de base, situé à environ 4 500 m sous le niveau de la mer, cet édifice volcanique est l'une des plus hautes montagnes du globe. Les nombreuses îles du Nord-Ouest, ou îles sous le vent, correspondent à des îlots rocheux, des bancs récifaux ou des atolls, ayant le plus souvent une superficie de quelques hectares. Les grandes îles du Sud-Est sont habitées, à l'exception de Kaho'olawe, autrefois sous contrôle militaire, alors que les îles du Nord-Ouest sont inhabitées depuis l'arrivée des Européens et le retrait récent de l'armée américaine de l'atoll de Midway.

L'étude portant sur l'interface entre les terres volcaniques et l'océan, nous avons choisi de présenter en préambule les contextes volcanique et marin de l'archipel d'Hawaï. Nous nous attacherons ensuite à présenter la Grande Île d'Hawaï (*Big Island*), qui a donné son nom à l'archipel, et qui a été notre terrain d'étude principal.

a) L'archipel d'Hawaï dans son contexte structural

L'archipel d'Hawaï s'égrène sur 2 500 km, depuis l'île d'Hawaï au sud-est jusqu'à l'atoll de Kure au nord-ouest, atoll le plus septentrional de la planète. L'alignement se prolonge sous l'océan par des guyots sur plus de 1 000 km. Cette chaîne, parfois baptisée dorsale des Hawaï, a donc un développement total de 3 600 km (figure 2). Au-delà du mont sous-

³ Ka Lae ou South Point, à la pointe méridionale de la Grande Île d'Hawaï, se trouve par 18°54' de latitude nord et constitue le point le plus austral du territoire des Etats-Unis d'Amérique. Les grandes îles de l'archipel sont limitées au nord par le cap de Kīlauea Point (à ne pas confondre avec le volcan du même nom), situé à une latitude de 22°14'N, au nord de l'île de Kaua'i. L'atoll de Kure, qui correspond à l'extrémité occidentale et septentrionale de l'archipel d'Hawaï, coupe le parallèle de latitude 28°25'N.

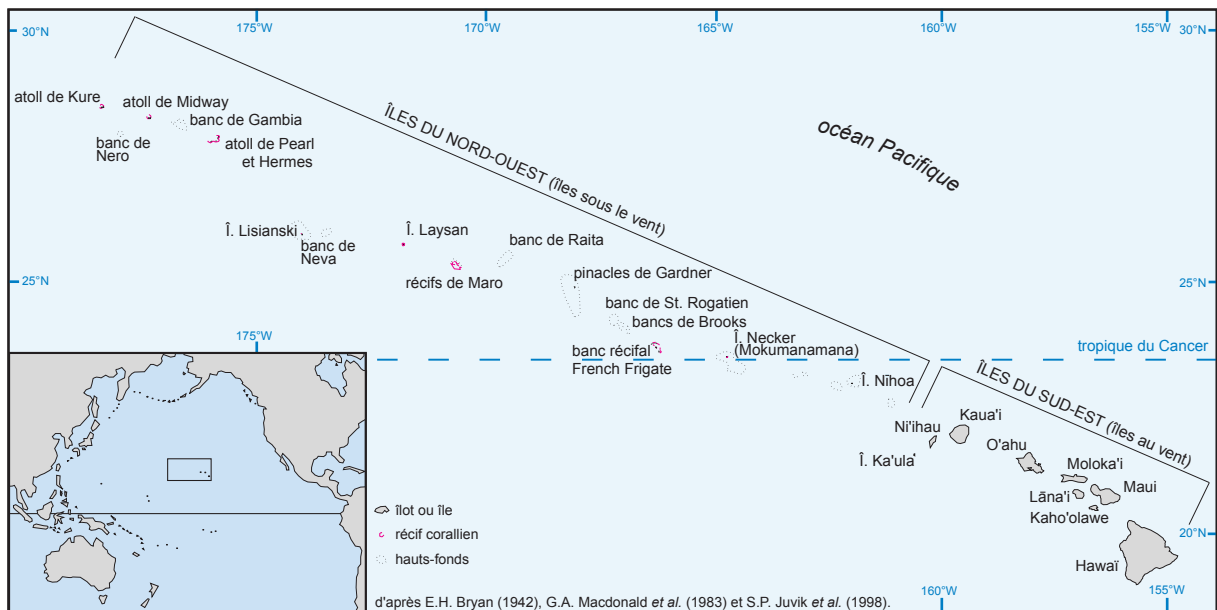


Figure 1 : L'archipel d'Hawaï

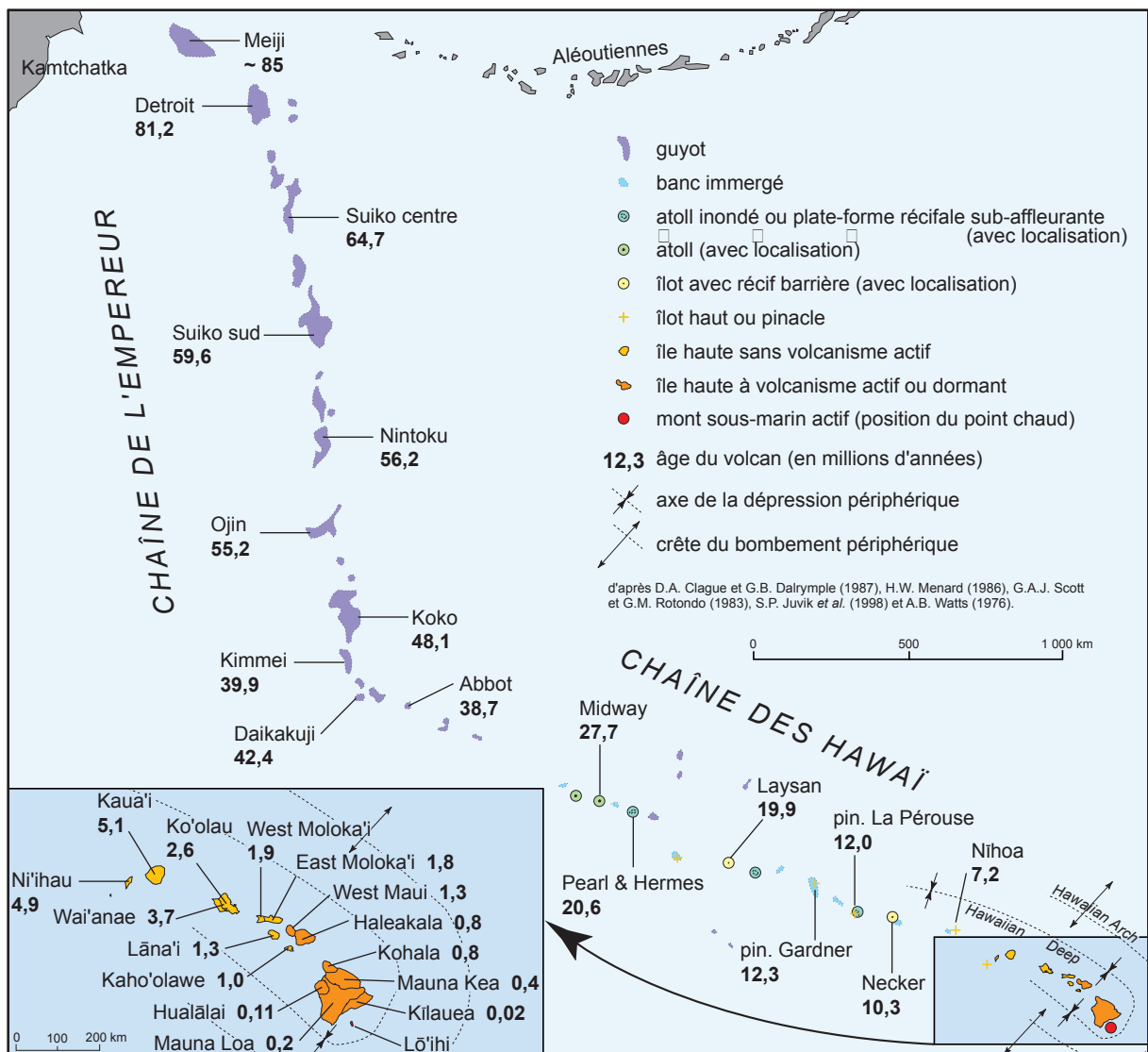


Figure 2 : Age et typologie des îles de l'archipel d'Hawaï

marin Kimmei, la ride bifurque vers le nord-nord-ouest, formant la chaîne sous-marine de l'Empereur, longue de 2 200 km, qui rejoint les Aléoutiennes à proximité de la péninsule du Kamchatka. La double-chaîne des Hawaï-Empereur constitue l'archétype de l'alignement insulaire de point chaud. Le déplacement de la plaque lithosphérique du Pacifique au-dessus d'un point chaud (*hot spot*) longtemps supposé fixe explique la genèse de ces îles.

Les points chauds naissent de remontées mantelliques au sein d'un panache (*plume*), provenant de la base de l'asthénosphère, vers 700 km de profondeur, ou parfois de la discontinuité de Gutenberg, à la limite entre le noyau et le manteau, à 2 900 km de profondeur environ (Morgan, 1971 ; Sleep, 1990 ; Loper, 1997). L'accumulation de magma sous la lithosphère provoque son amincissement par fusion partielle et son bombement (*swell*), en raison du changement de densité et de la décompression adiabatique (Detrick et Crough, 1978 ; Olson et Nam, 1986 ; Loper, 1997). Le renflement de l'écorce terrestre autour du point chaud d'Hawaï atteint environ 1 600 m d'amplitude, et se manifeste sur plus de 2 700 km le long de la chaîne des Hawaï, même si l'amplitude est moindre au nord-ouest de l'archipel (Dietz et Menard, 1953 ; Watts, 1976). La largeur du *swell* atteint 1 500 km (Watts, 1976), son apex se situant 275 à 300 km du point chaud (Watts et Ten Brink, 1989). Selon V. Courtillot *et al.* (2003), le point chaud d'Hawaï serait d'origine profonde (« Morganian »), né à la base du manteau inférieur. Cette version est contestée par G.R. Foulger et D.L. Anderson (2003), sur la base de considérations paléomagnétiques, géochimiques, sismiques et géophysiques, même si aucune hypothèse de substitution n'est proposée. Ces auteurs remettent aussi en question la courbure et l'amincissement de la lithosphère à Hawaï. Récemment, un troisième type de point chaud a été défini, sans panache mantellique, et généré par fracturation de la lithosphère (Anderson, 2000 ; Courtillot *et al.*, 2003).

Par ailleurs, la fixité des points chauds est également démentie par certaines études, réalisées à partir de données radiométriques fines, de données paléomagnétiques ou de l'étude de la fracturation du plancher océanique (Divenere et Kent, 1999 ; Raymond *et al.*, 2000). Ainsi, à Hawaï, le virement à 60° entre la chaîne des Hawaï et celle de l'Empereur, amorcé il y a environ 43 Ma, a longtemps été expliqué par un changement dans le mouvement de la plaque lithosphérique Pacifique (Christofferson, 1968). Les calculs des mouvements relatifs de différentes plaques, dont celle du Pacifique, par rapport aux plaques asiatique et nord-américaine ne montrent pourtant aucun événement particulier au milieu de l'Eocène (Norton, 1995). Pour I.O. Norton (1995), le point chaud s'est déplacé vers le sud à la vitesse d'environ 3,3 cm par an par rapport aux points chauds atlantiques et indiens, jusqu'à 43 Ma, construisant la chaîne de l'Empereur. Il est ensuite devenu fixe, passant d'une position sub-superficielle à sa position actuelle en profondeur. Des recherches ultérieures confirment la non-fixité du point chaud d'Hawaï et la précisent (Tarduno et Cottrell, 1997 ; Raymond *et al.*, 2000). Le déplacement aurait été d'environ 3 à 5 cm par an lors de l'édification de la chaîne de l'Empereur, puis il aurait ralenti pour atteindre 0 à 1 cm par an lors de la construction de la chaîne des Hawaï. Enfin, un changement dans la

direction du point chaud d'Hawaï semble être apparu depuis deux à trois millions d'années, sans que l'on puisse l'affirmer avec certitude (Gripp et Gordon, 2002).

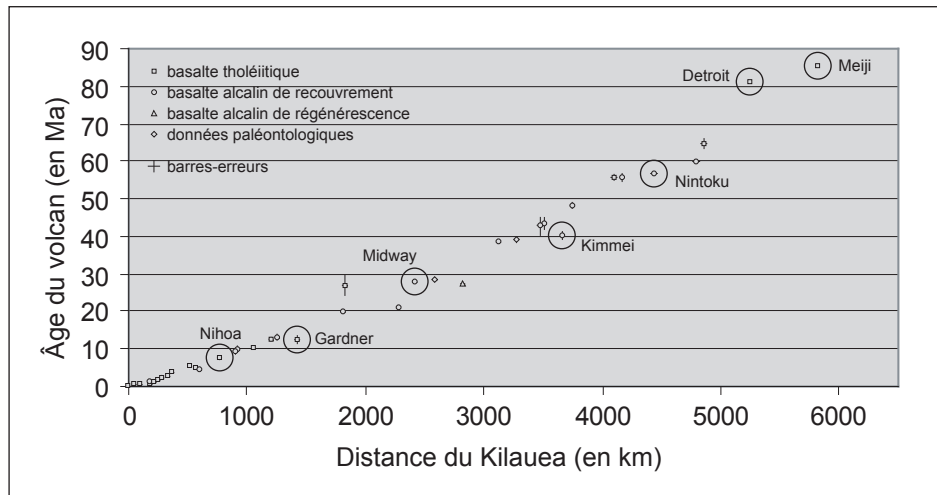
En définitive, l'origine des points chauds et leur évolution dans le temps ne sont donc pas encore totalement comprises. De nombreux paramètres interviennent dans leur genèse : profondeur d'origine du point chaud, proximité ou non d'une dorsale océanique, fracturation du plancher océanique, nature de la plaque lithosphérique sus-jacente (océanique ou continentale), épaisseur et vitesse de déplacement de celle-ci. Le fonctionnement d'un point chaud apparaît beaucoup plus complexe que le schéma initial ne le prévoyait, même dans le cas du point chaud d'Hawaï, considéré pourtant comme simple et représentatif. De nombreux travaux en cours portent d'ailleurs sur ces thématiques. La compréhension des mécanismes, bien qu'incomplète, a néanmoins permis d'expliquer la présence d'alignements d'îles volcaniques, validant ainsi l'hypothèse du déplacement des plaques lithosphérique par la théorie de l'expansion des fonds océaniques émise durant les années 1960 (Wilson, 1963a et 1963b *in* Foulger et Anderson, 2003).

Comme pour de nombreux autres alignements volcaniques, on remarque en fait un dédoublement de la chaîne des Hawaï (*dual-lines*) en raison d'effets compressifs et de la flexure lithosphérique (Mark et Moore, 1987 ; Hieronymus et Bercovici, 1999). Dès le XIX^e siècle, le volcanologue J.D. Dana avait ainsi noté l'alignement des volcans Kīlauea, Mauna Kea, Kohala, Haleakalā, West Maui et East Moloka'i (*Kea trend*) d'une part, et celui des volcans Lō'ihi, Mauna Loa, Hualālai, Māhukona (volcan submergé au nord-ouest d'Hawaï), Kaho'olawe, Lāna'i et West Moloka'i (*Loa trend*) d'autre part (Foulger et Anderson, 2003).

La connaissance de l'âge d'une quarantaine des 108 volcans recensés a permis de reconstituer la vitesse de défilement de la plaque Pacifique au-dessus du point chaud d'Hawaï (figure 3). Elle est élevée puisqu'elle atteint en moyenne $8,6 \pm 0,3$ cm par an (Clague et Dalrymple, 1987) depuis environ 85 millions d'années. Il semble que la vitesse ait été plus lente lors de la construction de la chaîne de l'Empereur, de l'ordre de $6,5 \pm 0,8$ cm par an (Clague et Dalrymple, 1987), sans prendre en compte l'éventuelle mobilité du point chaud. Lors des douze derniers millions d'années, le défilement de la plaque Pacifique est en revanche plus rapide avec $9,9 \pm 0,3$ cm par an (Clague et Dalrymple, 1987), et même 13 cm par an au cours du dernier million d'année (Moore et Clague, 1992). Les îles les plus anciennes, au nord-ouest, sont devenues atolls, puis guyots par la croissance corallienne et la subsidence de l'appareil volcanique, alors que les plus jeunes, de construction récente (Pliocène à Holocène), sont des îles hautes. Les légendes hawaïennes témoignent de la conscience par les premiers habitants de l'archipel de ce gradient d'ancienneté du nord-ouest au sud-est (Bryan, 1915 *in* Grigg, 1997).

L'alignement insulaire des Hawaï-Empereur a souvent été pris comme référence pour expliquer l'évolution des îles volcaniques de point chaud. Dès le XIX^e siècle, Ch. Darwin (1842 *in* Nunn, 1994) comprend le lien génétique entre les îles hautes à récif frangeant, les

îles hautes entourées d'un récif barrière et les atolls. J.D. Dana confirme la théorie de Ch. Darwin (Dana, 1872 *in* Nunn, 1994). Il fut, par ailleurs, le premier géologue à reconnaître l'appartenance des îles du Nord-Ouest à l'archipel d'Hawaï, déduisant que l'ordre d'extinction des volcans allait grossièrement du nord-ouest vers le sud-est (Dana, 1849 *in* Clague et Dalrymple, 1987). Ce modèle fut ensuite amélioré au cours du XX^e siècle, en prenant notamment en compte les variations eustatiques (Nunn, 1994), puis les théories des points chauds et de la dérive des continents, mis en mouvement par l'expansion des fonds océaniques (Dalrymple *et al.*, 1973).



Sources : D.A. Clague et G.B. Dalrymple (1987) et R.A. Keller *et al.* (2000).

Figure 3 : Relation entre l'âge maximum du volcan et la distance du Kilauea pour les volcans des chaînes de l'Empereur et des Hawaï

Avant même la découverte des points chauds, H.T. Stearns (1946) proposa huit stades d'évolution pour retracer l'histoire des alignements d'îles de l'océan Pacifique, constitués selon lui le long de fractures d'extension :

- le stade sous-marin explosif à faible profondeur ;
- le stade de construction du volcan-bouclier ;
- le stade d'effondrement et de genèse de caldeiras ;
- le stade trachytique post-caldeira, avec construction de cônes de cendres ;
- le stade d'érosion marine et fluviale ;
- le stade de submersion, avec genèse d'un récif frangeant ;
- le stade de reprise de l'activité volcanique, avec constitution d'un récif barrière et émergence partielle ;
- le stade de l'atoll avec nouvelle submersion.

G.A. Macdonald et A.T. Abbott (1970) ajoutent une phase initiale, avec un volcanisme sous-marin effusif en profondeur, puis excluent le stade de la caldeira (Macdonald *et al.*, 1983). Pour ces auteurs, l'instabilité sommitale et latérale est permanente et n'est pas limitée à une période précise, comme le prouve la présence de cratères et de *rift zones*, lignes de fracturation, sur le volcan Lō'ihi (Malahoff, 1987).

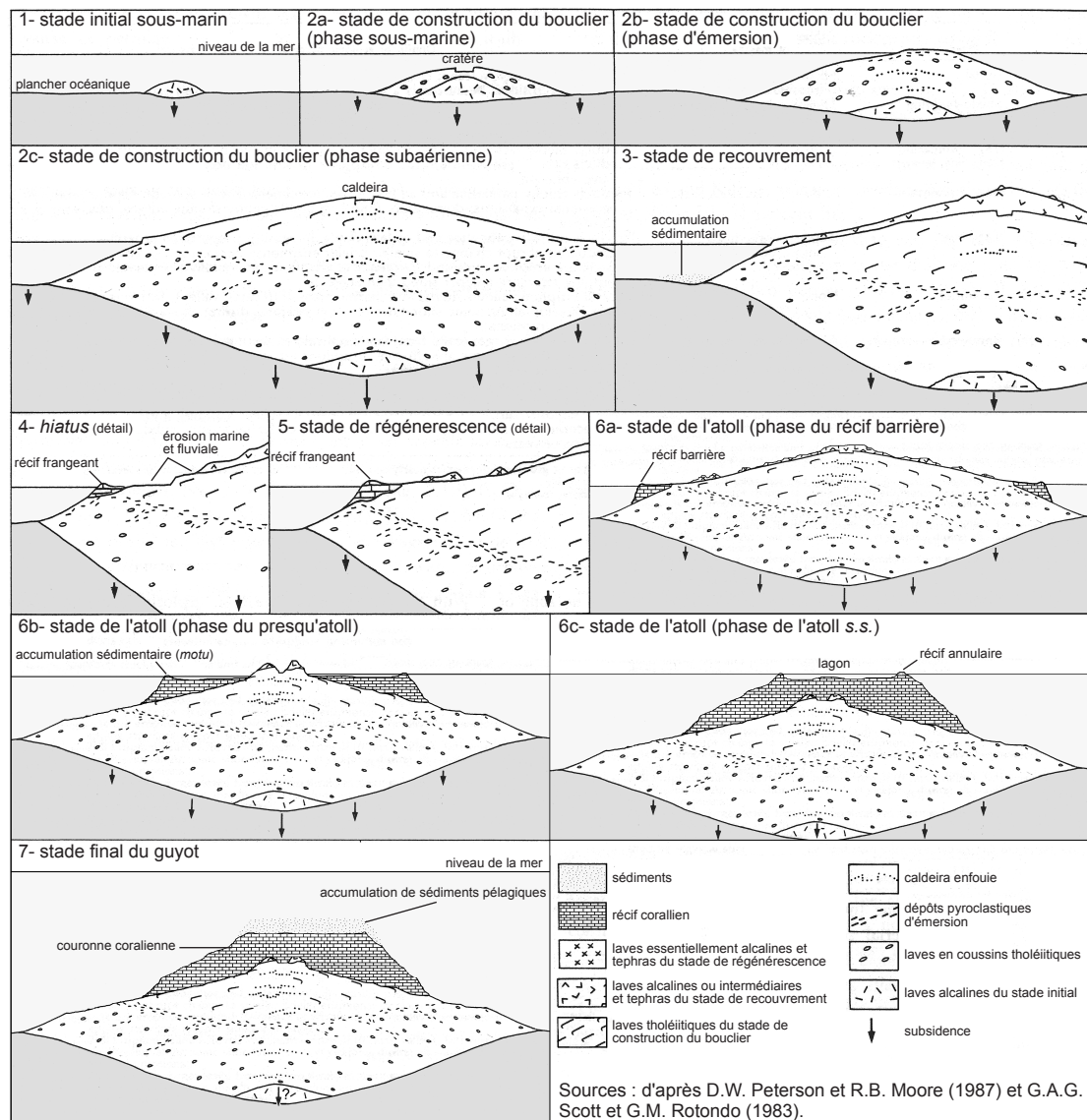


Figure 4 : Les différentes phases des alignements insulaires de point chaud

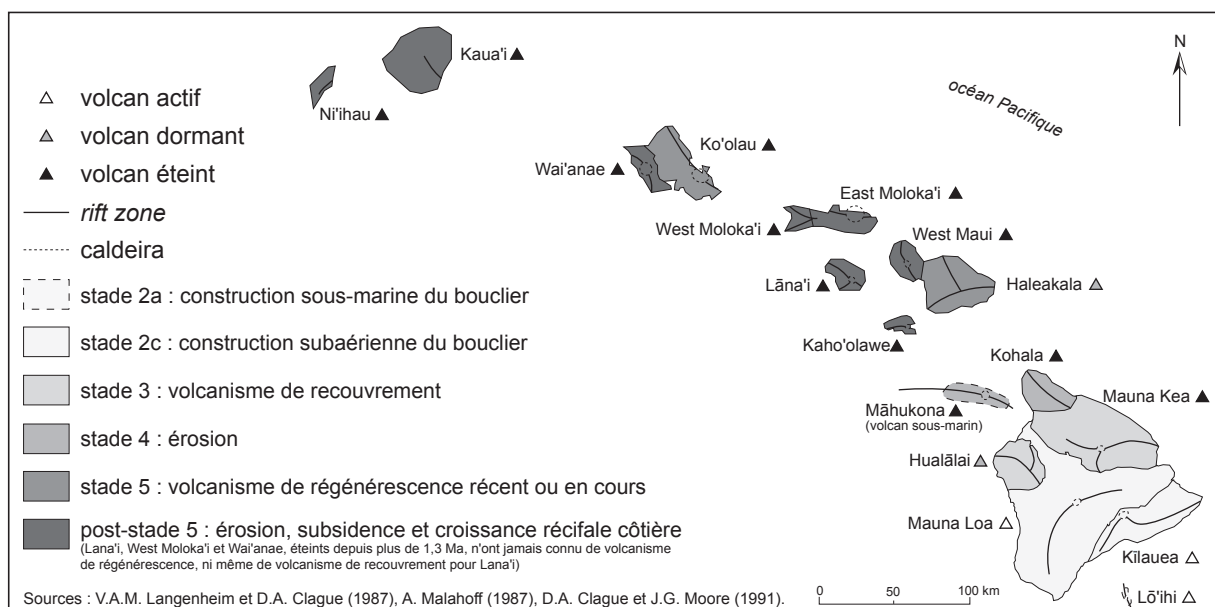


Figure 5 : Typologie des volcans de l'archipel d'Hawaï, selon leur stade d'évolution

D.W. Peterson et R.B. Moore (1987) améliorent ce schéma en prenant en compte les investigations sous-marines, les nouvelles datations, la pétrologie des roches et la structure des volcans (*rift zones* et tectonique). Les sept étapes ainsi déterminées et que nous adopterons sont les suivantes (figures 4 et 5) :

- le stade initial sous-marin (*initial stage*) ;
- le stade de construction du bouclier (*shield-building stage*) ;
- le stade de recouvrement ou post-bouclier (*capping stage*) ;
- le stade d'érosion ou *hiatus* (*erosional stage*) ;
- le stade de reprise du volcanisme ou de régénérescence (*renewed volcanism stage*) ;
- le stade de l'atoll (*atoll stage*) ;
- le stade final du guyot (*late seamount stage*).

Toutes les îles de l'archipel ne sont pas forcément passées par l'ensemble de ces phases (Stearns, 1946 ; Macdonald *et al.*, 1983) et leur évolution peut avoir avorté, comme pour le volcan aujourd'hui sous-marin de Māhukona, entre les îles d'Hawaï et de Kaho'olawe (*cf.* figure 5), ou celui de Lāna'i qui n'a connu que le stade du bouclier (Langenheim et Clague, 1987).

Le stade initial sous-marin (stade 1), appelé également stade pré-bouclier (*preshield stage*), correspond à l'élévation progressive d'un mont sous-marin (*seamount*) par l'arrivée de laves alcalines à la surface de l'écorce terrestre (Macdonald *et al.*, 1983). Selon J.G. Moore et D.A. Clague (1992), cette phase durerait environ 100 000 ans. Le mont sous-marin Lō'ihi, situé à 28 km au sud-est de l'île d'Hawaï, émet ainsi des coulées sous-marines de basalte alcalin ou de basanite (Moore *et al.*, 1982), s'épanchant sous la forme de laves en coussin. Le volcan, haut d'environ 3 000 m et culminant à 969 m sous le niveau de la mer, possède de fortes pentes, pouvant approcher les 45° (Malahoff, 1987). Ce volcan actif, dont la dernière éruption date de 1996, serait en fait en cours de transition avec le stade suivant (Peterson et Moore, 1987).

La deuxième phase correspond à la construction du bouclier, avec l'épanchement répété et volumineux de coulées de lave tholéiitique (basaltes et picrites), durant environ 500 000 ans (Stearns, 1946 ; Moore et Clague, 1992). Pour le Kīlauea, le taux annuel de production magmatique est actuellement de 0,1 km³ (Swanson, 1972 ; Heliker et Mattox, 2003). Elle peut être subdivisée en trois étapes, en fonction de l'environnement d'émission (Peterson et Moore, 1987). Tout d'abord, les coulées restent sous-marines (stade 2a), jusqu'à ce que le mont atteigne la sub-surface océanique au bout de 300 000 ± 100 000 ans (Moore et Clague, 1992). La moindre pression engendre alors la fragmentation du matériel lavique en hyaloclastites (stade 2b), comme lors de l'apparition des îles volcaniques de Capelinhos aux Açores (Camus *et al.*, 1981) ou de Surtsey en Islande (Thorarinsson *et al.*, 1964 ; Moign et Moign, 1970 ; Fridriksson, 1975 ; Norrman, 1980). Le volcan Lō'ihi atteindra ce stade dans environ 250 000 ans (Moore et Clague, 1992). Les coulées deviennent ensuite subaériennes (stade 2c), construisant un volcan aux pentes relativement douces,

généralement comprises entre 3° et 10°, contre 10° à 20° sur les pentes sous-marines (Peterson et Moore, 1987).

Les éruptions sont fréquentes et l'accumulation des coulées de lave pāhoehoe ou 'a'ā atteint plusieurs kilomètres de haut. Des masses magmatiques intrusives structurent également l'édifice. L'accrétion s'effectue le plus souvent le long d'axes de fracturation, s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres et larges de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, appelés *rift zones*. Ces lignes éruptives donnent à l'édifice une forme d'étoile, à l'exception notable de Kaua'i qui ne possède pas de *rift zone* nette (Clague, 1998). Les *rift zones* sont situées de part et d'autre du conduit principal, qui se marque souvent en surface par une caldeira et de petits cratères d'effondrement (*pit craters*). Les volcans Mauna Loa et Kīlauea correspondent à cette troisième étape. Nos recherches sur l'évolution des littoraux volcaniques récents s'inscrivent en grande partie dans cette phase de construction du bouclier.

Lors de ce stade, on constate un affaissement flexural de la lithosphère. L'île d'Hawaï s'est ainsi affaissée de 4 à 5 km depuis le début de sa formation sous l'océan (Watts et ten Brink, 1989). La subsidence se poursuit et est aujourd'hui de l'ordre de 2,4 mm par an à Hilo, chef-lieu de l'île situé à l'extrémité orientale du Mauna Loa (Mark et Moore, 1987). Une dépression se creuse autour du volcan, formant autour de l'île un talweg discontinu. Un bombement compensatoire de part et d'autre du volcan explique la présence autour de cette zone dépressionnaire d'un bourrelet, de 250 à 300 km de rayon, et de quelques centaines de mètres de haut (Watts et ten Brink, 1989). En raison du déplacement de la plaque lithosphérique, la dépression, appelée *Hawaiian Deep* ou *Hawaiian Through*, et le renflement, baptisé *Hawaiian Arch* (Dietz et Menard, 1953), prennent une forme allongée et encerclent l'archipel d'Hawaï (*cf.* figure 2). Il convient de noter que ces déformations viscoélastiques régionales se surimposent au renflement à plus grand rayon de courbure (*swell*) lié à la présence du point chaud (Dietz et Menard, 1953).

Le stade post-bouclier (stade 3) correspond au recouvrement du toit de l'édifice, pendant une durée de l'ordre de 250 000 ans (Clague, 1998). La croissance de l'appareil volcanique n'excède plus sa subsidence, et l'altitude de l'édifice au-dessus du niveau marin commence à décroître (Moore et Clague, 1992). L'activité éruptive est déclinante et les éruptions sont plus explosives (Stearns, 1946). Les coulées de lave émises sont plus alcalines et visqueuses (basaltes intermédiaires à alcalins, trachyte) en raison de la différenciation magmatique. Des cônes de cendres ou d'éclaboussures (*spatter cone*) sont également construits (Macdonald *et al.*, 1983). La calotte sommitale recouvre l'ancienne caldeira et engendre des pentes plus fortes, de 12° en moyenne, mais pouvant atteindre localement 20° (Peterson et Moore, 1987). Le volcan Hualālai est actuellement dans ce stade de recouvrement. Le Mauna Kea est considéré comme étant à une phase transitoire entre ce stade post-bouclier et le stade d'érosion ultérieur (Clague et Dalrymple, 1987).

La phase suivante consiste en une longue période d'érosion, sans éruption volcanique (stade 4). La durée de ce stade varie de plusieurs millions d'années pour les îles les plus anciennes de l'archipel d'Hawaï à plusieurs milliers d'années pour les plus récentes, avec un gradient décroissant (Clague et Dalrymple, 1987). Le terme de *hiatus* est préférable à celui de stade d'érosion, puisque l'érosion n'est pas confinée à cette seule phase (Paris, 2002), même si elle devient dominante. L'érosion marine taille les côtes en falaises et l'érosion fluviale dissèque la partie subaérienne des édifices volcaniques sur leur façade au vent, réduisant leur hauteur. On observe parfois une croissance récifale sur le pourtour de ces îles hautes, lorsque la température et la turbidité des eaux marines le permettent. En outre, la subsidence de l'édifice ralentit à partir de ce stade ; il est même possible qu'elle cesse complètement par le jeu de compensations isostatiques (Peterson et Moore, 1987). Le volcan Kohala sur l'île d'Hawaï est à ce stade d'évolution.

Après ce long *hiatus*, le volcanisme peut reprendre lorsque la subsidence du volcan se transforme en exhaussement, en raison de l'affaissement du nouveau volcan au-dessus du point chaud (Clague et Dalrymple, 1987). Ce stade post-érosion de régénérescence (stade 5) se caractérise par une activité sporadique, le plus souvent au niveau de bouches adventives (Stearns, 1946), parfois sous-marines (Clague, 1998). Le dynamisme est plus explosif, édifiant des cônes de tephres et émettant parfois des coulées de basalte alcalin, de basanite ou de néphéline, empruntant les vallées creusées par l'érosion (Stearns, 1946 ; Peterson et Moore, 1987). Parallèlement à cette phase éruptive entrecoupée par de longues périodes de sommeil du volcan, le récif frangeant continue à se développer sur les littoraux non affectés. Certains volcans ne connaissent pas une telle reprise de l'activité volcanique, comme Lāna'i, West Moloka'i ou Wai'anae dans l'archipel d'Hawaï. Le complexe volcanique d'Honolulu sur le volcan Ko'olau (île d'O'ahu), où se trouvent certains de nos sites d'étude, est un exemple typique de reprise de l'activité, avec coulées picritiques et cônes de tufs palagonitiques. Les éruptions ayant été très espacées dans le temps et la dernière d'entre-elles ne datant que de 32 ka, il est possible que nous nous trouvions à l'heure actuelle dans une phase de repos du volcan (Stearns et Vaksvik, 1935 ; Macdonald *et al.*, 1983). Les éruptions les plus récentes du volcan Haleakalā sur l'île de Maui (volcanisme d'Hāna), prennent également place dans cette phase de régénérescence. En raison de la proximité temporelle de la dernière éruption, estimée à 1790, le volcan Haleakalā est considéré comme dormant. C'est le seul volcan potentiellement actif hors de l'île d'Hawaï et de Lō'ihi.

Une fois le volcan définitivement éteint, l'action fluviale et marine érode l'île. Elle devient progressivement un atoll (stade 6), par croissance corallienne sur sa périphérie, affaissement de l'appareil volcanique, et, à une autre échelle spatiale et temporelle, subsidence du bombement (Detrick et Crough, 1978). On peut, en réalité, distinguer différentes étapes (Grigg, 1982 ; Scott et Rotondo, 1983). Le récif frangeant évolue tout d'abord en récif barrière (stade 6a), par accrétion du corail lors de la remontée du niveau relatif de la mer, engendrée par l'affaissement de l'île et une éventuelle transgression marine. Les îles Necker et Laysan et leur récif barrière sont de bons exemples de ce stade

d'évolution. L'île haute centrale se réduit et le récif barrière devient en partie émergé, formant un presqu'atoll (stade 6b). Lorsque le volcan est définitivement enfoui sous un lagon, on arrive au stade de l'atoll s.s. (stade 6c), le récif barrière formant un anneau affleurant autour d'un lagon peu profond, comme pour le célèbre atoll de Midway. La croissance corallienne maintient la position affleurante de l'atoll, malgré la subsidence de l'édifice, qui est estimée à 0,024 mm par an pour l'atoll de Midway (Grigg, 1997). Lors d'une régression marine ou d'un soulèvement structural, la plate-forme récifale peut être émergée, engendrant une karstification du corail (atoll soulevé). Au contraire, l'atoll peut être émergé uniquement à marée basse ; on parle alors d'atoll inondé (Scott et Rotondo, 1983), comme, par exemple, pour l'atoll de Pearl et Hermès. Lorsqu'il n'y a pas de croissance corallienne ou submersion trop rapide, l'île volcanique évolue en simple pinacle rocheux, comme pour les îlots de Ka'ula, Nīhoa ou Gardner.

Quand la vitesse de croissance récifale ne compense plus l'élévation du niveau de la mer par subsidence, l'atoll est submergé et devient guyot (stade 7). Le site où ce seuil est atteint a été appelé « Darwin Point » par R.W. Grigg (1982), et correspond pour l'archipel d'Hawaï à l'atoll de Kure. La position de celui-ci varie dans le temps et dans l'espace en fonction de nombreux facteurs : variation du niveau relatif de la mer, vitesses de subsidence et de bioérosion, nature des coraux, décroissance de la température de l'eau et de la luminosité en lien avec la latitude, présence d'eaux trop riches en nutriments ou trop chaudes (Grigg, 1982, 1997 ; Flood, 2001). Le volcan surmonté de sa chape de corail devient ensuite un mont sous-marin, petit à petit tapissé par des sédiments pélagiques. Les monts sous-marins de l'Empereur sont à ce stade d'évolution. La subsidence continue de l'appareil volcanique explique que la plupart des édifices se soit affaissée de 2 à 4 km depuis qu'ils ont atteint le niveau de la mer (Mark et Moore, 1987). Le déplacement de la plaque lithosphérique Pacifique et sa subduction sous les plaques eurasiatique et nord-américaine provoquent la disparition des guyots au niveau de la fosse des Kouriles-Kamtschatka.

b) L'archipel d'Hawaï dans son contexte océanique

L'archipel d'Hawaï se trouve approximativement au centre du bassin Pacifique nord. Ainsi, Honolulu se situe à environ 3 900 km des côtes californiennes, 4 400 km de l'Alaska, 6 100 km du littoral japonais, 6 000 km de Brisbane en Australie, 9 700 km des terres antarctiques (Cap Nord) et 11 600 km de la Terre de Feu. Le climat et les conditions marines sont donc fortement influencés par l'immensité de cet océan, qui représente plus du tiers de la superficie de notre planète.

Un champ de hautes pressions se développe sur l'océan Pacifique, au nord du tropique du Cancer. L'origine de ces conditions anticycloniques est traditionnellement expliquée par les mouvements subsidents de la cellule de Hadley aux latitudes subtropicales. Pour les tenants d'échanges méridiens entre hautes et basses latitudes, ce

sont les descentes d'anticyclones mobiles polaires (AMP) qui donnent naissance à une "agglutination anticyclonique", en se concentrant au nord-est de l'archipel d'Hawaï, en raison de l'obstacle constitué par les Rocheuses (Leroux, 2000). Les alizés, vents de secteur nord-est, naissent de la différence de pression entre cet anticyclone, ou agglutination anticyclonique, du Pacifique nord et la ceinture de basses pressions équatoriale.

L'archipel tropical d'Hawaï est donc soumis au régime des alizés maritimes, particulièrement forts entre juin et septembre (Moberly et Chamberlain, 1964). La masse d'air se charge d'humidité au-dessus de l'océan Pacifique. L'obstacle topographique que constituent les îles hautes entraîne son élévation et des précipitations par saturation. Ainsi distingue-t-on communément sur les îles tropicales de l'hémisphère nord les versants au vent au nord-est, soumis à de fortes précipitations en grande partie orographiques, des versants sous le vent au sud-ouest, arides au vent sec, chaud et subsident. Cette opposition de façades conditionne la climatologie de l'archipel (figure 6).

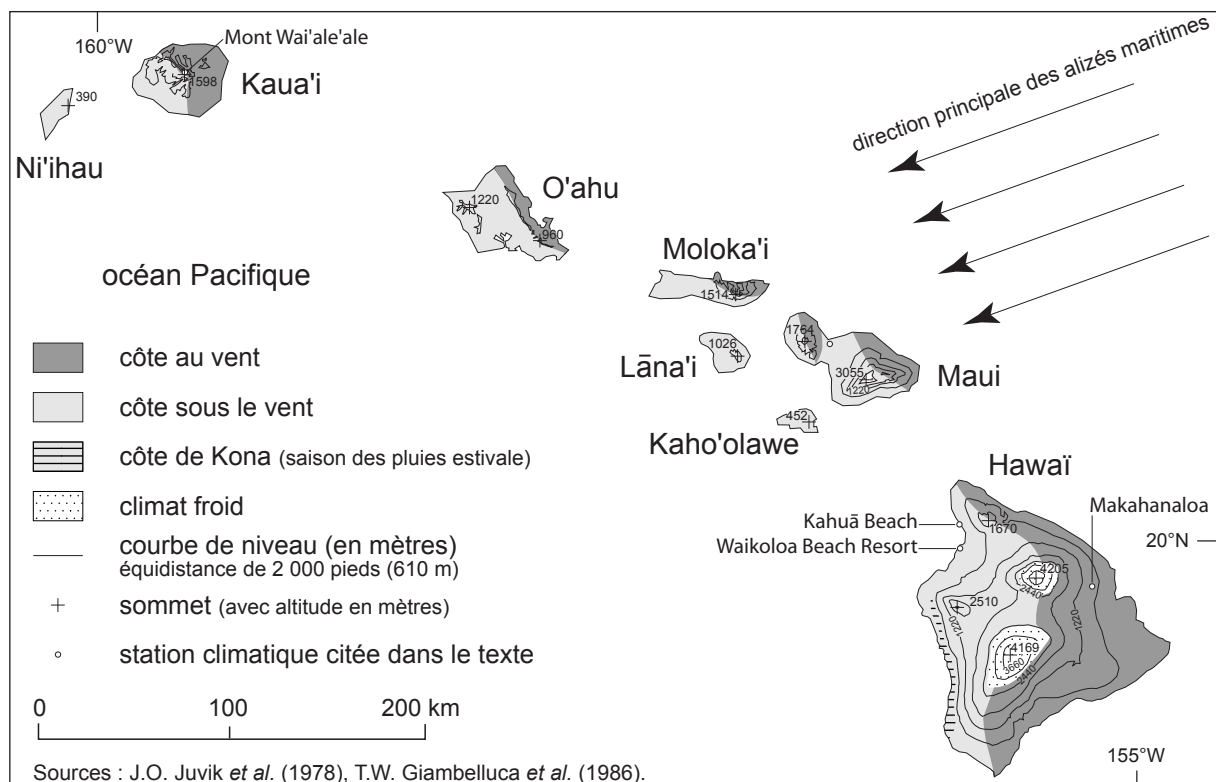


Figure 6 : Carte climatique de l'archipel d'Hawaï

Les versants au vent sont soumis à de fortes pluies lorsque la barrière topographique est suffisamment imposante, donnant un climat tropical humide avec précipitations toute l'année (Schroeder, 1993). Les températures sont également élevées, en moyenne de l'ordre de 24 °C sur la côte. C'est le domaine de la grande forêt tropicale luxuriante. Le Mont Wai'ale'ale, au centre de l'île de Kaua'i, reçoit en moyenne 9,7 m de précipitations par an (avec un record à 10,9 m en 1951), ce qui constitue l'un des pôles pluviométriques de la

planète (station à 1 569 m d'altitude, moyenne 1949-2000, Hawaii State Climate Office, 2002). Sur l'île d'Hawaï, les précipitations annuelles de la station de Makahanaloa, à 832 m d'altitude, sur les pentes du Mauna Kea, dépassent 7 m (Hawaii State Climate Office, 2002).

Les côtes sous le vent et, d'une façon moindre, les îles du Nord-Ouest connaissent un climat sub-humide à semi-aride, parfois comparable aux marges des déserts subtropicaux. La végétation est plus clairsemée et arbustive. Le golfe de Kawaihae, au nord-ouest de l'île, d'Hawaï est le secteur le plus aride en raison de l'altitude limitée du volcan Kohala (1 670 m) et du col de Waimea, entre ce volcan et le Mauna Kea (820 m), qui favorise le passage des alizés, désormais secs et subsidents (Juvik *et al.*, 1978). Ainsi, à Kahuā Beach, les précipitations annuelles sont égales à 206 mm (station à 3 m d'altitude, moyenne 1916-1983, Giambelluca *et al.*, 1986). Il semble qu'à la station de Waikoloa Beach Resort, plus au sud, les précipitations soient encore plus faibles et ne dépassent pas 191 mm par an, mais le calcul est effectué sur 11 années, dont seulement deux complètes (station à 24 m d'altitude, moyenne 1989-2000, Hawaii State Climate Office, 2002). Les températures moyennes sont supérieures à 24 °C et dépassent fréquemment 32 °C.

D'autres paramètres que l'exposition aux alizés interviennent. En plus d'être un obstacle à leur passage, le relief joue un rôle dans la diversité climatique de l'archipel, en offrant un gradient vertical qui s'ajoute à l'opposition est-ouest. C'est particulièrement vrai pour les îles les plus hautes de l'archipel. Avec l'altitude, les précipitations augmentent et les températures diminuent. Au-dessus de 450 m en moyenne sur l'île d'Hawaï, le climat devient donc tempéré chaud, plus ou moins humide selon l'exposition aux alizés maritimes et l'altitude (Juvik *et al.*, 1978). Au-delà d'un certain seuil, les précipitations diminuent en fréquence et les températures augmentent pendant quelques dizaines de mètres. Cette inversion résulte de la présence de deux strates dans l'alizé : en bas, un air plus frais, qui se réchauffe et s'épaissit progressivement lors de son trajet, et au-dessus une couche formée d'air subsident chaud et sec (Leroux, 2000). Ce niveau d'inversion, également appelé malencontreusement « optimum pluviométrique », se situe en moyenne à 2 000 mètres d'altitude à Hawaï, mais l'altitude peut varier entre 1 200 et 2 500 m (U.S. Department of Commerce, 1967). Sur les îles d'Hawaï et de Maui, le climat devient tempéré froid au-dessus de 2 500 m, avec des températures moyennes annuelles inférieures à 10 °C (Juvik *et al.*, 1978). A partir de 3 200 m, les conditions climatiques sont celles d'une haute montagne, et une végétation rase se développe, le sommet du Mauna Kea et du Mauna Loa étant même couvert de neige pendant quelques mois de l'année (Juvik *et al.*, 1978). Le contraste pluviométrique et thermique est donc particulièrement frappant sur l'île d'Hawaï.

Une autre perturbation au schéma initial vient des tempêtes hivernales, qui peuvent toucher toutes les côtes, et s'additionnent aux pluies orographiques, expliquant que le maximum pluviométrique soit atteint presque partout en hiver. Les conditions anticycloniques sont alors plus australes et moins marquées, et des perturbations se déplacent vers le sud-ouest jusque dans l'archipel d'Hawaï (Schroeder, 1993). Il arrive, par ailleurs, qu'une

dépression se creuse, également en hiver, lorsque les alizés sont moins intenses, au nord-ouest de l'archipel. Ce système engendre des tempêtes, parfois violentes, qui se déplacent vers le nord-est et touchent les côtes sous le vent des îles, d'où leur nom de tempêtes de Kona, *Kona* signifiant « sous le vent » en hawaïen (U.S. Department of Commerce, 1967 ; Juvik *et al.*, 1978 ; Schroeder, 1993). Des cyclones, souvent nés à l'ouest de l'Amérique centrale, peuvent également ponctuellement affecter les côtes hawaïennes, le plus souvent entre juillet et septembre, tels ceux de 'Iwa en 1982 ou de 'Iniki en 1992, qui ont tous deux fortement endommagé les côtes de Kaua'i (U.S. Army Corps of Engineers, 1983 ; Fletcher *et al.*, 1993b).

De manière générale, le climat est fortement marqué par son environnement océanique. Outre l'éloignement de toute côte qui participe à cette stabilité des températures de l'air, l'archipel se trouve à proximité du courant nord-équatorial, qui passe au sud de l'archipel, et qui transporte une eau à température relativement constante provenant du courant de Californie (*cf.* figure 7). Ce courant aide à maintenir des températures égales tout le long de l'année puisque l'écart annuel des températures marines est de seulement 3 °C (Schroeder, 1993). L'été ou *Kau*, entre mai et septembre, est légèrement plus chaud et généralement plus sec, alors qu'en hiver ou *Ho'oi*, d'octobre à avril, les vents sont plus variables et les précipitations plus fortes en raison de tempêtes (U.S. Department of Commerce, 1967). Seuls le passage d'un cyclone, le nombre et l'intensité de tempêtes de Kona ou un événement ENSO, apportant la sécheresse en raison de la migration vers le sud des conditions anticycloniques (Schroeder, 1993), modifient la régularité du climat de l'archipel d'Hawaï.

Les conditions météo-marines au large de l'archipel d'Hawaï et sur ses côtes sont également influencées par les alizés maritimes. Ces vents sont, en effet, suffisamment forts, supérieurs à 20 km/h pendant la moitié du temps et dépassant parfois 70 km/h, pour engendrer des vagues, variant entre 1,2 et 3,7 m de haut (Moberly et Chamberlain, 1964). Elles sont présentes 90 à 95 % du temps en été, et 55 à 65 % du temps en hiver, avec une orientation variant du nord au sud-est (Moberly et Chamberlain, 1964), la direction moyenne étant est-nord-est (figure 7). Cependant, en raison de leur faible période, ces vagues sont le plus souvent modérément énergiques lorsqu'elles atteignent les côtes (Fletcher *et al.*, 2002).

D'autres événements climatiques, beaucoup plus lointains, engendrent des houles qui vont se surimposer à ce canevas. En raison des tempêtes au voisinage des Aléoutiennes et des dépressions qui se forment, aux latitudes tempérées, au-dessus de l'océan Pacifique, une houle provenant du nord-ouest et du nord, voire du nord-est, atteint toute l'année les eaux hawaïennes (Moberly *et al.*, 1963). Celle-ci n'est cependant notable que durant l'hiver boréal, entre octobre et mai (Moberly et Chamberlain, 1964). Malgré la longue distance parcourue, au maximum 4 800 km entre la pointe nord de Kaua'i et la presqu'île du Kamtchatka, la houle a généralement une hauteur comprise entre 2,4 et 4,2 m, pouvant atteindre 6 m (Moberly *et al.*, 1963 ; Gerritsen, 1978).

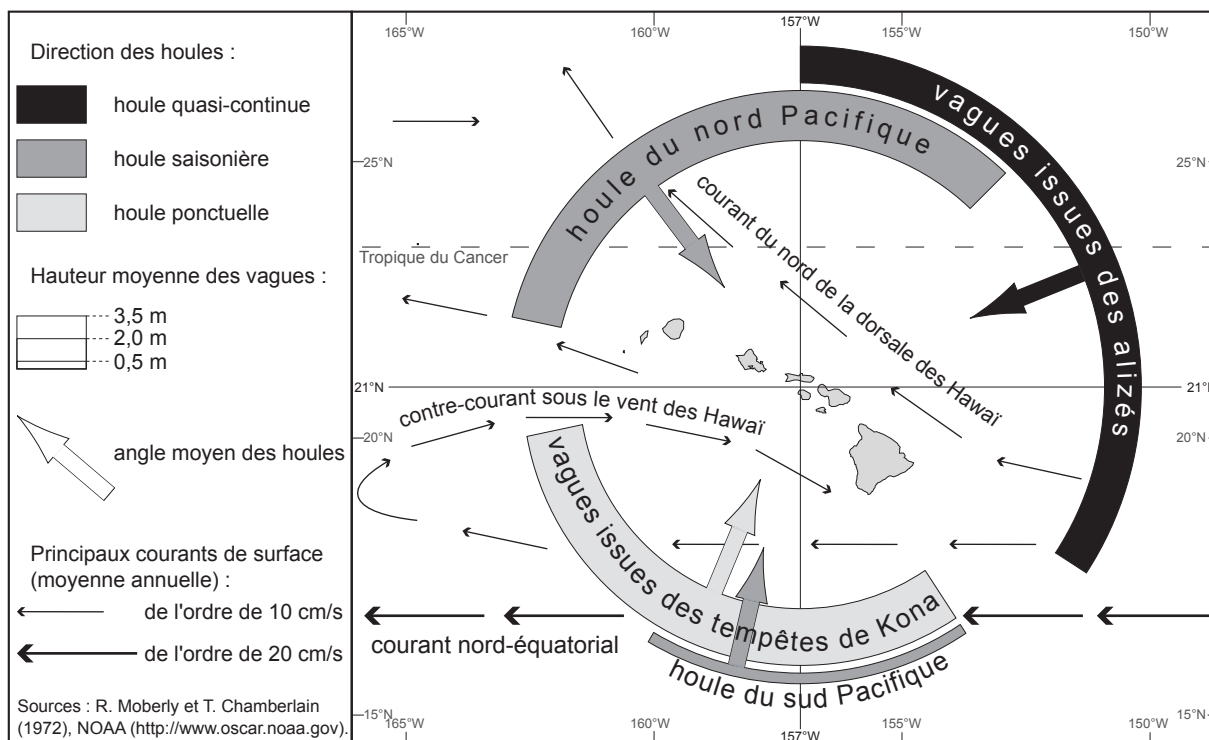


Figure 7 : Carte des houles dominantes et des courants marins de surface au large de l'archipel d'Hawaï

En été, l'environnement marin de l'archipel est surtout marqué par la houle de secteur sud, engendrée par les tempêtes de l'hiver austral, particulièrement celles provenant des confins avec l'océan Indien austral, des régions adjacentes à l'Australie et à l'Antarctique (Moberly *et al.*, 1963 ; Moberly et Chamberlain, 1964). Cette houle aborde les côtes hawaïennes entre avril et octobre, avec une orientation sud-ouest à sud-est (Moberly et Chamberlain, 1964). Dans le Pacifique sud, la course de la houle, appelée communément *fetch*, peut atteindre 12 000 km, entre l'extrémité méridionale de l'archipel et le détroit de Drake, situé entre la Terre de Feu et la péninsule Antarctique. En raison de ce plus grand éloignement des centres dépressionnaires, la hauteur significative⁴ des vagues est plus faible, de l'ordre de 0,3 à 1,2 m, parfois près de 4 m (Moberly *et al.*, 1963 ; Gerritsen, 1978).

Une forte houle de secteur ouest-sud-ouest à sud-est peut également se développer en hiver, sur les côtes sous le vent, lors des tempêtes de Kona. Elle se forme généralement tous les ans, mais n'est active en moyenne que 10 % de l'année (Gerritsen, 1978). La hauteur significative atteint 3 à 4,5 m (Moberly *et al.*, 1963), lorsque la dépression est particulièrement creusée. Plus ponctuellement, de fortes houles, la plupart du temps de régime sud-est à sud-ouest (Moberly et Chamberlain, 1964), peuvent être engendrées par le passage d'un cyclone à proximité, leur hauteur pouvant excéder 10 m (U.S. Army Corps of Engineers, 1983).

⁴ La hauteur significative des vagues correspond à la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes d'un enregistrement de 20 minutes.

La houle au large est pourtant différente de celle sur l'avant-côte. En effet, à l'approche du littoral, les caractéristiques des vagues changent par réfraction (freinage sur le fond), diffraction (contournement d'abri), et éventuellement réflexion. En raison du *fetch* généralement important, la houle est longue et la déformation de l'onde sur les fonds débute à des profondeurs relativement élevées (la moitié de la longueur d'onde, soit entre 150 et 380 m de profondeur, par exemple, pour les houles du Pacifique sud). En raison de la forte pente sous-marine, les déformations restent néanmoins modérées car limitées au voisinage immédiat des côtes, particulièrement sur les îles récentes comme Hawaï.

Outre l'intervention de la diffraction, la direction des vagues peut varier à proximité du littoral. Le spectre des houles peut tout d'abord être limité par l'existence d'îles ou, à un autre degré, par la présence de promontoires, qui protègent la côte. Ensuite, des courants locaux peuvent perturber les trains de vagues, qui sont alors particulièrement complexes (Moberly *et al.*, 1963). D'autre part, la hauteur d'eau diminuant à l'approche des côtes, l'amplitude de la vague va augmenter avant le déferlement. Ainsi, même si au large de l'archipel les vagues font couramment 1 à 4 m de haut, elles sont souvent plus hautes sur la côte. En hiver, la houle provenant des dépressions du Pacifique nord a, par exemple, une hauteur généralement comprise entre 2 et 4 m, alors que les vagues déferlant sur les côtes atteignent 4 à 6 m (Moberly et Chamberlain, 1964), des « murs » de 15 m ayant même été observés sur les célèbres *spots* de surf du *North Shore*, au nord-ouest de l'île d'O'ahu (Fletcher *et al.*, 2002).

Une autre caractéristique du milieu côtier de l'archipel d'Hawaï est son faible marnage, puisqu'il est d'en moyenne 0,6 m (U.S. Army Corps of Engineers, 1964) et rarement supérieur à 0,9 m (Moberly *et al.*, 1963). Il atteint au maximum 1,7 m à Honu'apo, au sud de l'île d'Hawaï (U.S. Army Corps of Engineers, 1964). La marée est mixte, de nature diurne et semi-diurne.

c) La Grande Île d'Hawaï dans l'archipel

L'île d'Hawaï est la plus imposante de l'archipel. D'une superficie de 10 433 km², elle représente à elle seule plus de 60 % des terres émergées de l'archipel (Juvik *et al.*, 1998). Située à son extrémité méridionale, cette île haute est la plus récente. Nos recherches sur l'évolution morphologique des littoraux volcaniques ont été réalisées en grande partie sur cette île, même si quelques sites ponctuels de comparaison ont été étudiés sur l'île d'O'ahu (durée d'évolution plus ancienne, vitesses d'évolution plus rapides dans les tufs, variations du niveau marin). Les sites étudiés ou cités dans cette étude sont indiqués sur la carte dépliant de l'annexe I se trouvant à la fin de l'ouvrage. L'ensemble des toponymes mentionnés dans le texte y est indiqué.

L'île d'Hawaï correspond à l'accrétion de cinq volcans, dont trois sont actifs (Kilauea et Mauna Loa) ou potentiellement actifs (Hualalai). De nombreuses coulées ont ainsi été émises dans les temps historiques, c'est-à-dire depuis la re-découverte de l'archipel par le Capitaine James Cook en 1778 (figure 8 et annexe III). La tradition hawaïenne étant essentiellement orale, il n'y a, en effet, pas de traces écrites des éruptions antérieures, depuis l'arrivée des premiers polynésiens dans l'archipel entre 300 et 600 apr. J.-C. (Kirch, 1998).

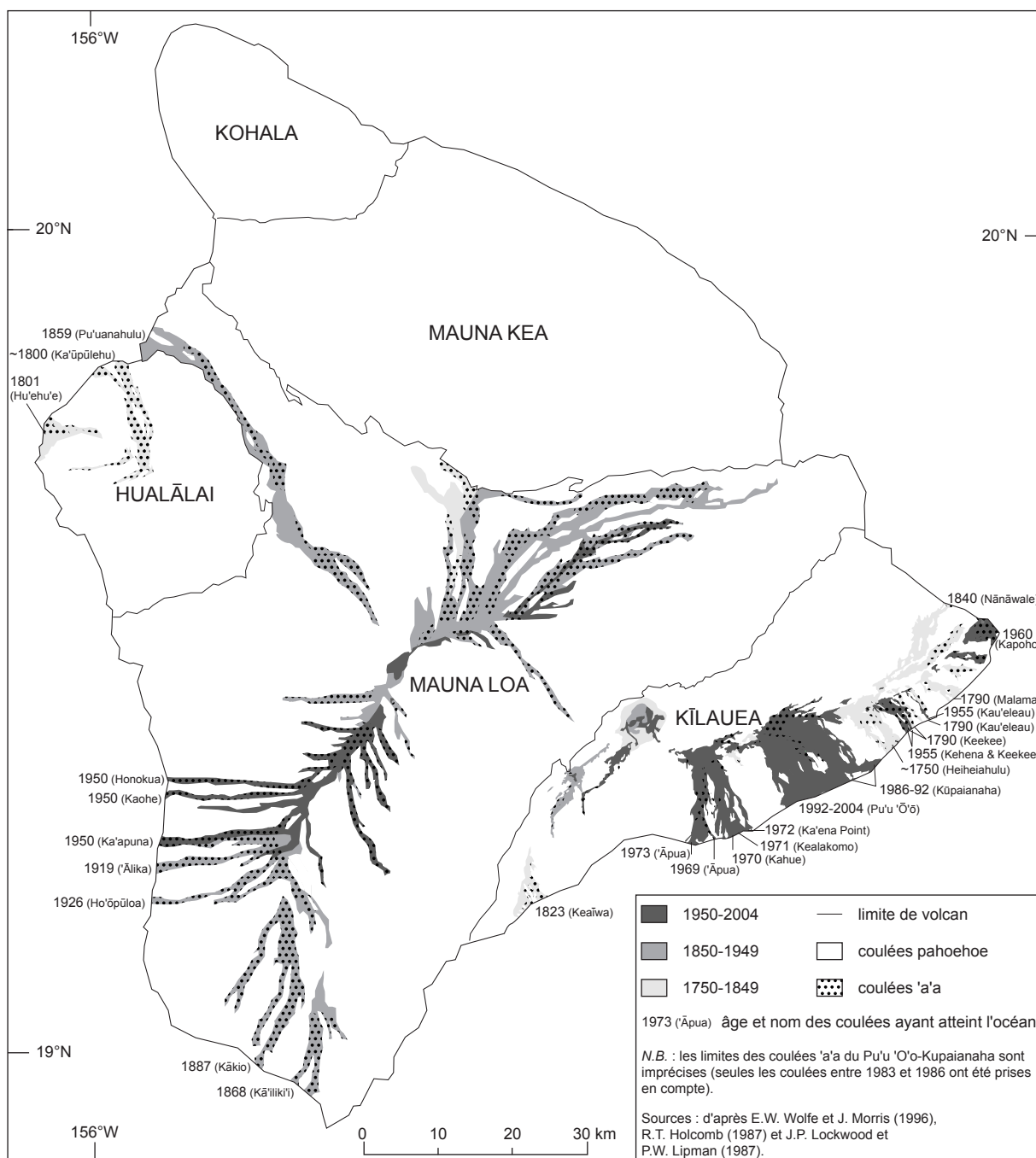


Figure 8 : Carte des coulées de lave historiques de l'île d'Hawaï

A l'inverse, le Kohala, plus ancien volcan émergé de l'île, a commencé à s'édifier il y a probablement plus de 780 000 ans selon E.W. Wolfe et J. Morris (1996). Le volcan Māhukona, aujourd'hui immergé au nord-ouest de l'île, est lui éteint depuis 470 000 ans (Clague et Moore, 1991). De ces différences dans la durée d'évolution des édifices volcaniques (*cf.* figure 9), et de par l'opposition entre les façades au vent et sous le vent (*cf.* figure 10), les paysages, notamment littoraux, sont diversifiés. L'île abrite ainsi différentes régions naturelles, qui recoupent en partie les provinces historiques (*moku*), devenues districts administratifs (figure 11).

Les deux volcans les plus anciens de l'île, le Kohala et le Mauna Kea, sont parsemés de cônes de cendres et de scories. Des moraines glaciaires, vestiges d'anciennes glaciations (Pohakaloa, Waihu et Makanaka), encombrant également les flancs du Mauna Kea qui culmine à 4 205 m d'altitude (figure 12). De puissants canyons entaillent la façade orientale au vent des deux édifices, couverte d'une végétation luxuriante et de plantations de canne à sucre, aujourd'hui abandonnées. Les très grandes falaises de la province d'Hāmākua sont ainsi interrompues par de larges vallées tapissées de sédiments. Plus au sud, dans les provinces de Hilo Nord et de Hilo Sud, jusqu'à la baie du même nom, les côtes du Mauna Kea sont moins élevées. Ces deux volcans sont considérés comme inactifs, leurs dernières éruptions datant de 60 000 ans pour le Kohala (McDougall et Swanson, 1972 *in* Langenheim et Clague, 1987) et 4 400 ans pour le Mauna Kea (Wolfe et Morris, 1996). Ils pourraient néanmoins à nouveau entrer en éruption dans le futur, lors d'un stade de régénérescence (Peterson et Moore, 1987). La notion de volcan actif est donc à manier avec précaution.

La face sous le vent de ces deux volcans est sub-humide à semi-aride et faiblement disséquée (figure 10). De grands espaces sont utilisés pour l'élevage extensif de bovins. Les pentes du volcan Kohala, qui atteint 1 670 m de haut, sont relativement douces, et les falaises sur son flanc ouest sont peu élevées. En se déplaçant vers le sud, dans les parties centrale et méridionale du golfe de Kawaihae, la côte est généralement plus basse. Un récif frangeant, unique sur l'île d'Hawaï, s'est développé au fond de la baie. Cette portion correspond à l'extension ouest du Mauna Kea et à l'espace occupé, entre ce volcan et le Hualālai, par des coulées du Mauna Loa. Le golfe de Kawaihae est l'un des deux terrains d'étude privilégiés dans le cadre de cette thèse, en raison de la diversité d'âge des coulées de lave et de la sécheresse du climat.

Plus au sud, le long de la côte de Kona, la plaine côtière se poursuit. Les coulées 'a'ā, nombreuses, et la végétation, très clairsemée ou absente, ont longtemps rendu cette région inhospitalière (*cf.* figure 12). Le volcan Hualālai, culminant à 2 510 m, domine le district de Kona Nord. Il est considéré comme dormant, sa dernière éruption datant de 1800-1801. Une récente étude montre que l'une des coulées, celle de Ka'ūpūlehu (*cf.* figure 8), aurait été en fait émise plusieurs décennies avant 1800 (Kauahikaua *et al.*, 2002). Ce volcan est à l'heure actuelle dans son stade post-bouclier de recouvrement. Des éruptions de laves alcalines,

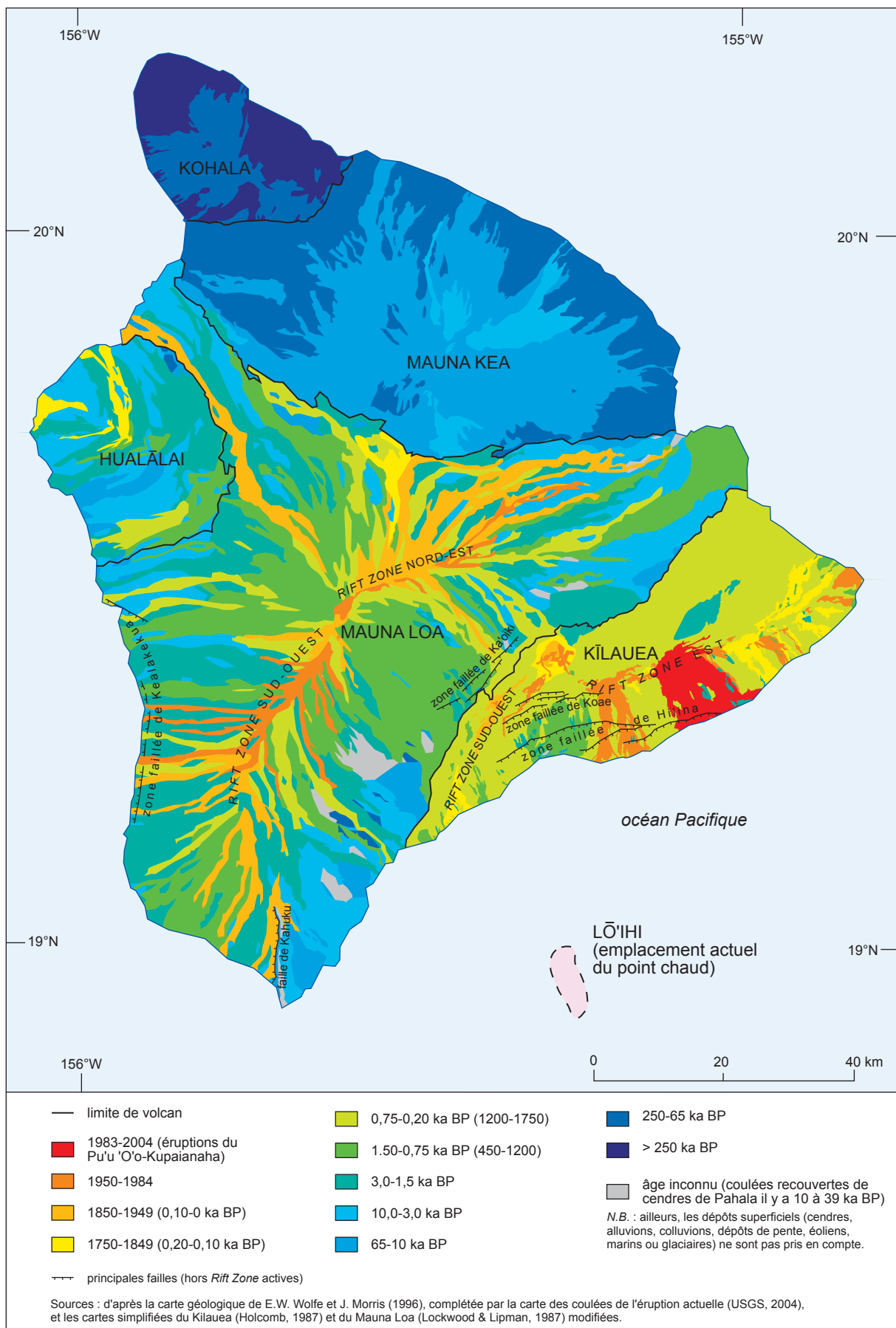


Figure 9 : Carte géologique simplifiée de l'île d'Hawaï

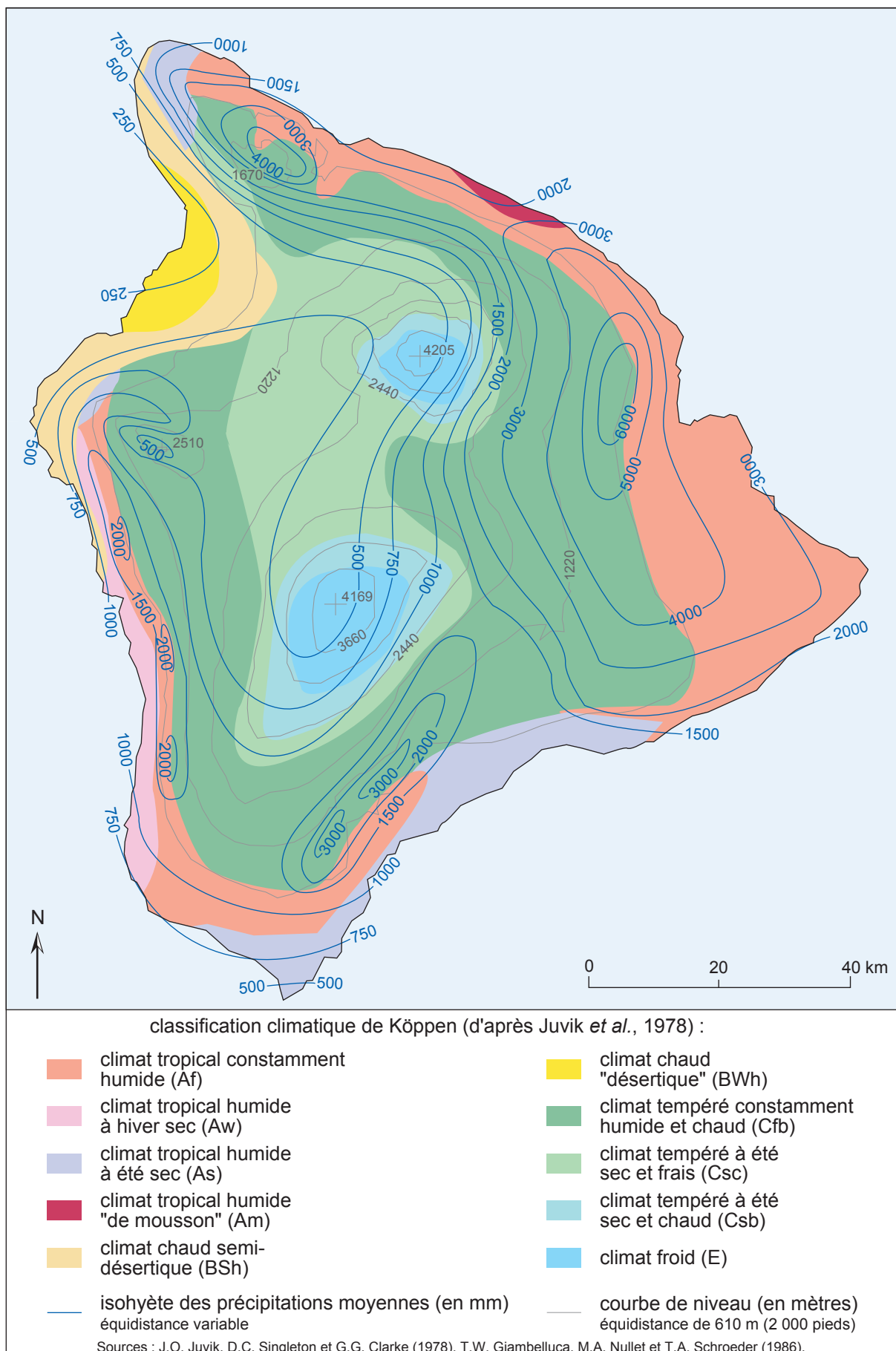
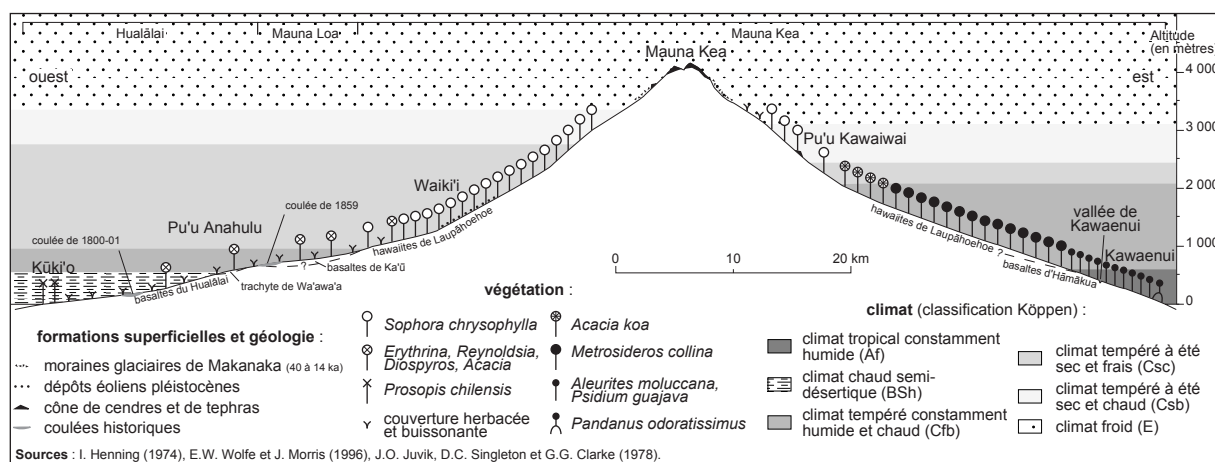
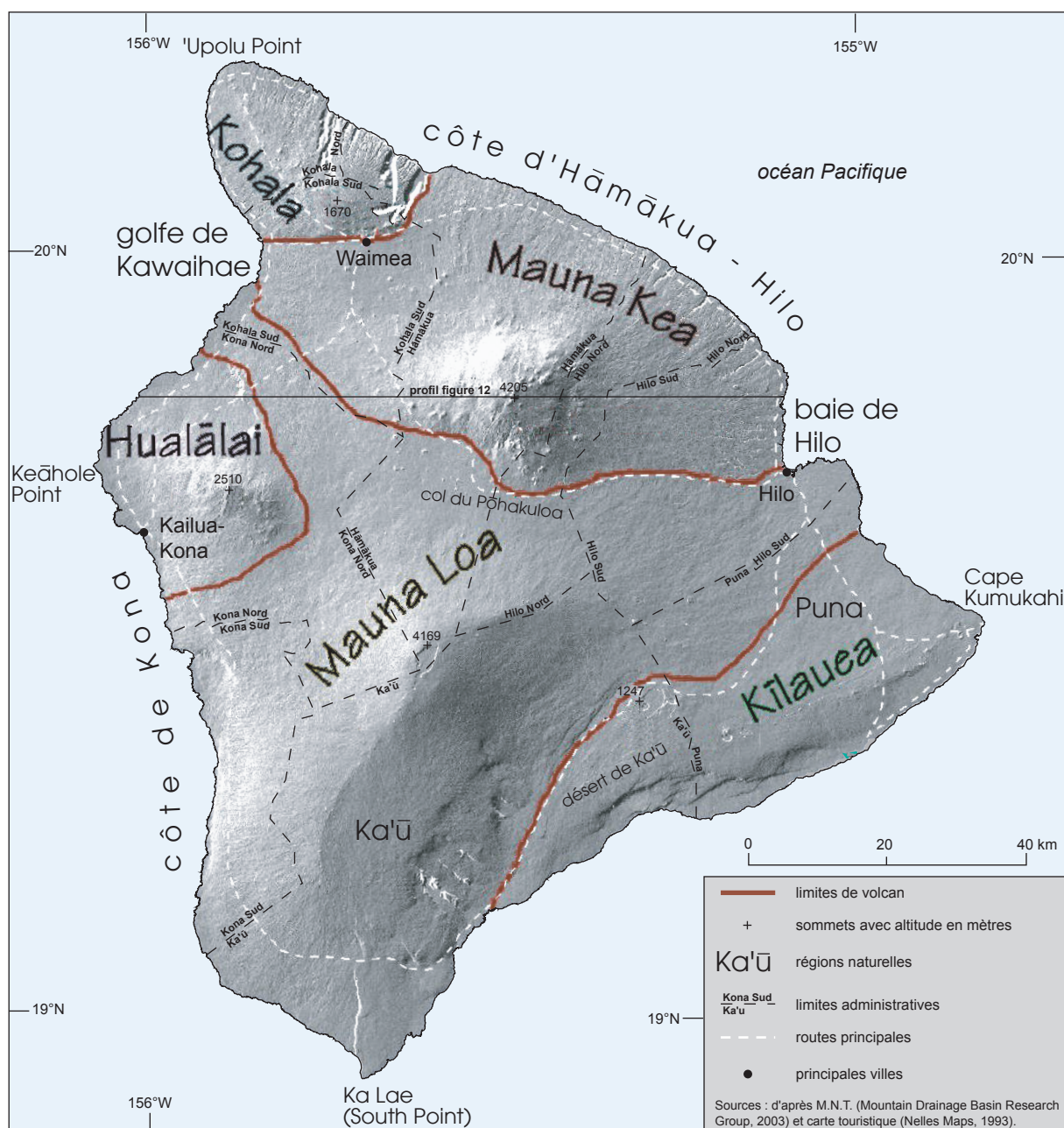


Figure 10 : Carte climatique de l'île d'Hawaï



avec formation de cônes, comme ceux qui parsèment déjà les flancs du volcan, sont à prévoir dans le futur. Elles pourraient menacer l'agglomération de Kailua-Kona.

Le Mauna Loa est un volcan massif, le plus étendu au monde, dont le sommet se situe à 4 169 m. Mauna Loa signifie d'ailleurs « montagne longue » en hawaïen. Il possède une caldeira sommitale, le cratère de Moku'āweoweo, et deux rifts divergents. Il s'agit d'un volcan particulièrement actif, notamment entre 1850 et 1950 (*cf.* figure 9). Son activité semble depuis déclinante (Walker, 1990) et sa dernière éruption date de 1984. La partie sommitale du Mauna Loa, tout comme celle du Mauna Kea et le col du Pōhakuloa qui les sépare, forment la partie centrale de l'île, au-dessus de 3 000 m d'altitude. Elle est recouverte d'un désert alpin, composé d'espèces arbustives, puis herbacées souvent endémiques (*cf.* figure 12).

Le long de la *rift zone* Sud-Est du volcan Mauna Loa, les pentes sont fortes et en grande partie recouvertes par des coulées récentes, sur lesquelles la végétation n'a pas encore totalement repoussé. Les côtes de Kona Sud, au sud-ouest, et de Ka'ū, au sud-est, sont donc généralement escarpées et peu peuplées. En raison d'orages estivaux caractéristiques, le climat est plus clément dans le district de Kona Sud et de nombreuses plantations de caféiers ont été installées. La province de Ka'ū, également rurale et agricole, est plus faiblement marquée par la présence de l'homme. S'y trouvent également les collines de Nīnole, portion la plus ancienne du Mauna Loa (*cf.* figure 9).

Le volcan Kīlauea, au sud-est de l'île, est considéré comme le volcan le plus actif du monde, avec 62 éruptions depuis 1790 (*cf.* annexe III). 90 % de sa surface sont occupés par des coulées de lave datées de moins de 1 100 ans (Holcomb, 1987). Le volcan est actuellement en éruption, et ce depuis le 3 janvier 1983, ce qui en fait l'éruption la plus longue dans les temps historiques. Les volcanologues hawaïens parlent des éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha pour désigner cette succession d'épisodes, du nom des deux principales bouches éruptives, le cône de cendres et d'éclaboussures (*spatters*) Pu'u 'Ō'ō et le lac de lave (*lava pond*) de Kūpaianaha, dont les débordements ont construit un dôme surbaissé (*lava shield*). La plupart des éruptions sont effusives (dynamisme hawaïen), les coulées étant le plus souvent de morphologie pāhoehoe (*cf.* figure 8). Certaines éruptions sont néanmoins plus explosives (dynamisme strombolien), construisant des cônes de pyroclastites, lorsque le magma est plus visqueux ou lors d'interactions avec l'eau provenant d'une nappe phréatique (phréatomagmatisme) ou d'une nappe libre (dynamisme surtseyen), dans des mares ou sur le littoral (Walker, 1990). Ainsi, on retrouve en différents points de l'île des cendres, dites de Pāhala, sur une épaisseur pouvant atteindre 27 m, et provenant d'épisodes phréatomagmatiques qui eurent lieu, en partie sur le Kīlauea, entre 10 et 39 ka BP selon les sources, et ayant engendré des écoulements pyroclastiques de type *surge* (Eaton, 1987 *in* Clague *et al.*, 1995). Le Kīlauea se trouve à flanc de coteau du Mauna Loa, à 1 247 m d'altitude, et a longtemps été pris pour une extension de celui-ci. Il possède une caldeira et de nombreux cratères puits (*pit craters*), dont le Halema'uma'u au centre de la

caldeira. A l'ouest, sur les pentes de la *rift zone* Sud-Ouest, se trouve le désert de Ka'ū. La partie orientale appartient elle à la province de Puna. De nombreuses éruptions y ont eu lieu depuis 1950, le long de la ligne éruptive Est (*East rift zone*), recouvrant les pentes méridionales du volcan. Cette région, comme toute la façade orientale de l'île, se caractérise par de fortes précipitations. Sur le littoral de Puna et de la péninsule au sud de la baie de Hilo, construite par des coulées du Mauna Loa, on trouve une côte à falaises, le plus souvent de quelques mètres de haut. La côte méridionale de Puna, de 'Āpua Point au Cape Kumukahi, constitue le secteur d'étude principal de ce travail de thèse, de par la jeunesse des coulées de lave et la diversité dans leur durée d'évolution.

Plan de l'étude

Notre étude sur l'évolution des formes et de la morphodynamique des littoraux volcaniques hawaïens s'organisera en trois parties. L'objectif est de faire varier les échelles temporelles et spatiales de l'analyse, en lien avec les changements dans les processus morphogéniques, afin de montrer la spécificité et la mobilité des littoraux volcaniques.

Dans la première partie, nous nous intéresserons à l'évolution des littoraux volcaniques à court terme, depuis l'arrivée des coulées de lave dans l'océan, jusqu'à la stabilisation des nouveaux terrains ainsi gagnés sur la mer. Pour cela, nous expliquerons dans le premier chapitre la genèse des deltas de lave par l'arrivée de coulées de lave sur le littoral et leur destruction concomitante. Dans le deuxième chapitre, nous détaillerons les méthodes mises en place pour l'étude des deltas de lave récemment éteints construits par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha et les résultats obtenus. Cela nous amènera à discuter dans le troisième chapitre du fonctionnement et de l'évolution de ces formes instables.

Les deux parties suivantes s'attacheront à présenter l'évolution des littoraux volcaniques à plus long terme. Nous distinguerons les macroformes des formes de détail. La deuxième partie traitera donc de l'évolution morphogénique des falaises et des plates-formes d'érosion. Il nous a paru important, dans un premier temps, d'introduire la diversité morphologique des côtes hawaïennes et les différents paramètres influant sur la morphogénèse littorale. Ce travail fera l'objet du premier chapitre. Dans un deuxième temps, nous analyserons la morphodynamique littorale engendrant le recul des falaises et l'individualisation de plates-formes d'érosion. Le troisième chapitre sera consacré aux rythmes d'évolution qui seront quantifiés et dont la discontinuité sera démontrée.

Nous changerons d'échelle d'analyse pour la troisième partie en abordant la genèse des formes de détail. La logique temporelle menée jusque là n'en est pas forcément

modifiée, puisque les microformes ont tendance à se développer sur les littoraux plus anciens, lorsque l'évolution des falaises est plus lente. Nous présenterons tout d'abord les différentes formes observées sur les côtes de l'archipel et nous nous interrogerons sur les dynamiques à leur origine. Le deuxième chapitre sera réservé à l'explication du rôle des agents environnementaux dans leur genèse. Le dernier chapitre aura, quant à lui, pour objectif de révéler la part primordiale jouée par les facteurs géologiques dans le façonnement et la géométrie des formes de détail.

<p>PREMIÈRE PARTIE</p> <p>L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DES DELTAS DE LAVE</p>
--

« we were winding down a mountain of dreary and desolate lava to the sea, and closing our pleasant land journey. This lava is the accumulation of ages ; one torrent of fire after another has rolled down here in old times, and built up the island structure higher and higher. »

Mark Twain, *Roughing It*. The New American Library, New York, 1962, p. 383.

Introduction de partie

La spécificité des rivages volcaniques réside en l'éventuelle activité effusive des édifices qui permet un gain de terres aux dépens de l'océan. L'arrivée de coulées de lave pāhoehoe ou 'a'ā dans la mer construit des deltas de lave, dénommés ainsi par analogie avec les deltas sédimentaires. Cette forme littorale est parfois appelée plate-forme dans la littérature. Ce terme est cependant à éviter car il peut être confondu avec la plate-forme d'abrasion, ou d'érosion, marine. De fait, les deltas de lave sont, par ailleurs, rarement plans dans le détail en raison de la présence de tumuli et de boursouflures.

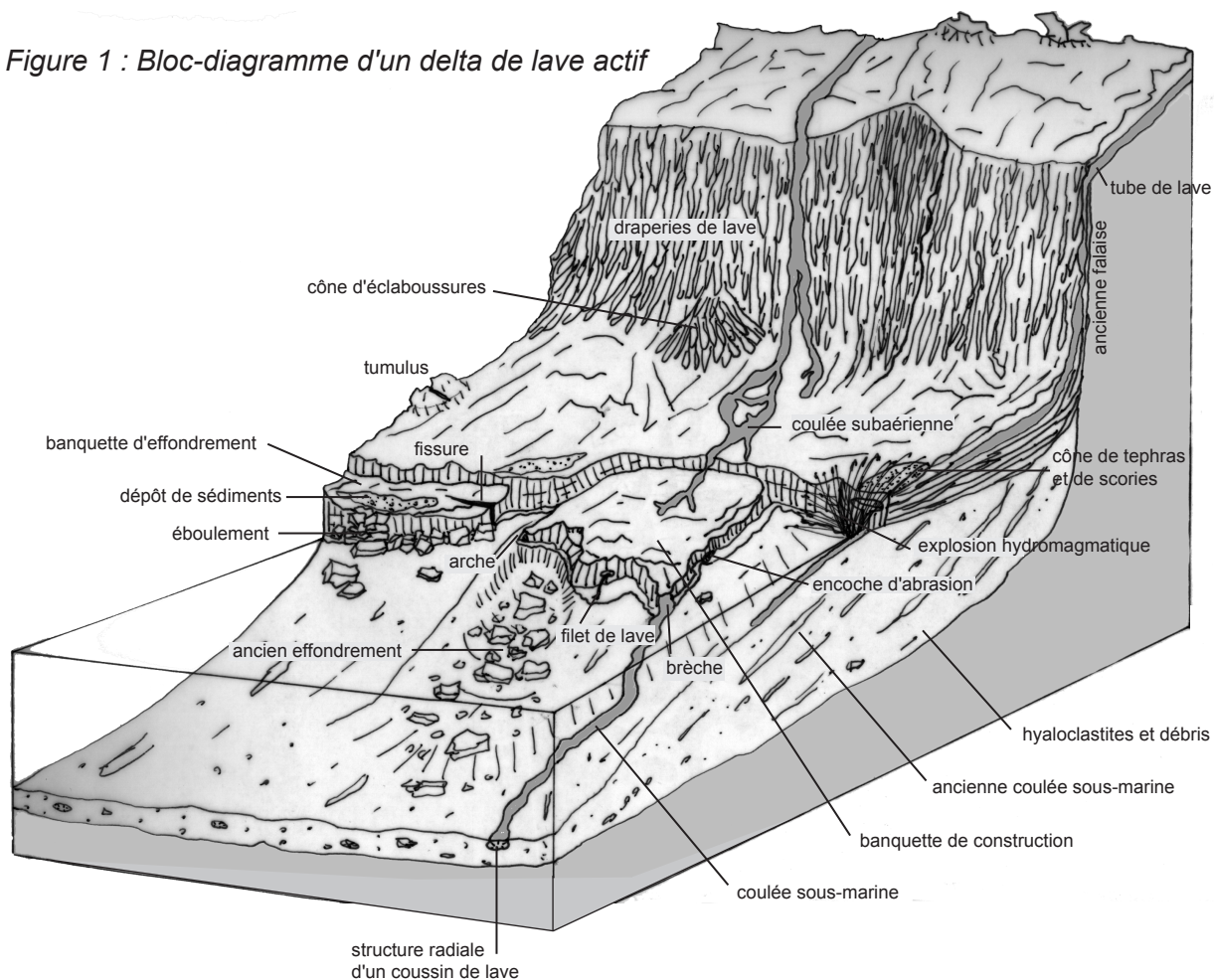
Le mot « delta » a été utilisé, peut-être pour la première fois, par le volcanologue Thomas A. Jaggar (1919), fondateur en 1912 de l'Observatoire Volcanologique Hawaïen (H.V.O.), pour qualifier une forme de construction dans la mer, en aval de la coulée de 'Ālika, à Lae o Kamimi (Kona Sud). Il l'a décrite comme une plate-forme de coulées refroidies du même type que celle de la coulée de 'Ālika, en forme de feuille, traversée par le chenal de la nouvelle coulée, et avec une falaise le long de l'océan pouvant atteindre quarante pieds de haut, soit une douzaine de mètres.

L'expression « delta de lave » (*lava delta* ou *lava-fed delta*) désigne toutes les constructions au-delà de l'ancien trait de côte. Celle de « banquette de lave » (*lava bench*) fait elle référence à l'origine à une portion du delta qui s'est effondrée, en marge de celui-ci, et qui en est donc séparée par un escarpement (Kauahikaua *et al.*, 2003). En pratique, elle est également utilisée pour décrire les deltas de lave ou portions de delta limités en leur face interne par un escarpement. Celui-ci correspond à une ancienne falaise ou à un ancien front du delta au-delà duquel de nouveaux terrains ont été construits. Il faut donc différencier les banquettes d'effondrement des banquettes de construction, beaucoup plus communes, la nature de l'escarpement servant à les distinguer (figure 13).

Le delta de lave est composé de deux unités : une nappe formée par l'empilement des coulées refroidies à l'air libre, et une assise de débris pyroclastiques et de fragments de coulées sous-marines, structurée par des langues de lave et des laves en coussins (figure 13). L'interface entre le cône de débris et les unités laviques subaériennes est appelée « passage zone ». La pente de cette zone de transition dépend du marnage (Skilling, 2002), négligeable à Hawaï. Elle enregistre également le niveau de la mer lors de sa genèse et la direction générale des coulées au moment de leur dépôt (Jones et Nelson, 1970).

La construction successive de deltas de lave est un mode d'extension qui s'est répété de nombreuses fois sur le pourtour de l'île d'Hawaï. On peut encore en voir des traces aujourd'hui. Ainsi, la « plaine côtière » relativement basse des provinces de Puna (sud-est de l'île), Ka'ū (sud) et Kona Nord-Kohala Sud (ouest) en est l'héritage.

Figure 1 : Bloc-diagramme d'un delta de lave actif



L'objectif de cette partie est de comprendre l'évolution rapide de ces formes originales, de leur genèse à leur destruction, lorsqu'elles sont encore actives, c'est-à-dire lorsque la circulation de la lave continue, et, à plus long terme, une fois éteintes. Des changements s'opèrent-ils dans les dynamiques et quelles sont les conséquences sur la vitesse d'évolution des deltas de lave ? La stabilisation du soubassement de débris des deltas de lave est probablement le mécanisme clef. La question de la temporalité sera également abordée à travers les changements de rythmes éventuels dans cette évolution.

Nous traiterons dans un premier chapitre des deltas de lave actifs. Pour cela, nous utiliserons comme support les travaux antérieurs, réalisés en grande partie par des volcanologues ayant travaillé sur les volcans hawaïens, que nous compléterons par nos propres observations. Pour clarifier le propos, les différentes étapes de la construction et de la destruction des deltas de lave actifs ont été décomposées. L'évolution des deltas de lave à moyen terme reste encore mal connue car très peu étudiée jusqu'ici. Nous avons donc mis en place une étude sur certains deltas de lave construits par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, détaillée dans le deuxième chapitre. Les résultats obtenus nous ont permis de mieux appréhender le fonctionnement des deltas de lave récemment inactifs.

CHAPITRE I – GENÈSE ET DESTRUCTION DES DELTAS DE LAVE ACTIFS

A. Les réactions hydromagmatiques

1. Généralités sur l'hydromagmatisme
2. Les mécanismes d'expansion et de fragmentation en milieu littoral
3. Les produits de l'activité hydromagmatique

B. La construction des deltas de lave

1. L'arrivée de la coulée à la côte
2. L'extension de la partie sous-marine du delta de lave
3. L'extension de la partie subaérienne du delta de lave
4. Le cas des deltas de lave 'a'ā

C. La destruction rapide des deltas de lave actifs

1. L'effondrement des deltas de lave
2. Etude sur les effondrements entre 1992 et 1994 dans le secteur de Lae'apuki-Kamoamo
3. Les explosions hydromagmatiques paroxysmales

D. Les risques naturels sur les littoraux volcaniques actifs

- 1°) Le risque de destruction des littoraux urbanisés
- 2°) Les risques sur les deltas de lave actifs

Introduction

Ce chapitre regroupe l'essentiel des connaissances actuelles sur la construction et l'érosion des deltas de lave actifs. Aux travaux antérieurs, menés en grande partie par les volcanologues du *Hawaiian Volcano Observatory* sur les deltas du Kīlauea et du Mauna Loa, s'ajoutent des observations personnelles réalisées lors de nos différentes missions. Nous avons pu, en effet, suivre la genèse de banquettes de lave sur le flanc sud du Kīlauea, à Waha'ula au printemps 2000, à Kupapa'u Est au printemps 2001 et à Wilipe'a et Highcastle Ouest en septembre et octobre 2002.

Lorsque les coulées de lave atteignent l'océan, elles construisent ces formes très mobiles que sont deltas de lave. Les processus d'accrétion et d'érosion sont intimement mêlés. Les deux dynamiques contraires peuvent avoir lieu successivement ou de concert. Il est même parfois difficile de distinguer les deux mécanismes ; certains processus étant à la fois destructeurs et constructeurs, comme, par exemple, les explosions hydromagmatiques à la fois dévastatrices et à l'origine de la construction de cônes de débris.

Nous avons donc choisi de présenter l'évolution des deltas de lave actifs de manière chronologique, depuis le contact entre le magma et l'eau, jusqu'aux épisodes de recul cataclysmiques responsables d'aléas pour les promeneurs, en passant par l'extension progressive du delta. Pour cela, nous traiterons dans une première section des réactions prenant place à l'interface lave / eau, symptomatiques des dynamiques de progradation et d'érosion des deltas de lave. Par la suite, nous aborderons successivement les processus de construction et de destruction de ces formes par essence dynamiques. Enfin, il nous est apparu important d'aborder le problème des risques naturels sur ces littoraux actifs et parfois dangereux. Le développement du tourisme à Hawaï engendre, en effet, des enjeux majeurs pour la sécurité des biens et des personnes.

A. Les réactions hydromagmatiques

Lors de la genèse de deltas de lave, les coulées de magma en fusion vont entrer en contact avec le milieu aqueux de l'océan. Le mélange ou le simple contact entre ces deux fluides engendrent des réactions hydromagmatiques. L'interaction peut être mesurée ou parfois extrême. Cette activité est caractéristique des littoraux volcaniques, qu'ils soient marins ou lacustres. C'est la raison pour laquelle nous expliquerons brièvement, en guise de

présentation, les mécanismes provoquant la fragmentation de la roche et la dynamique explosive, qui participent à la fois à la construction du delta de lave et à sa destruction.

1. Généralités sur l'hydromagmatisme

Les réactions hydromagmatiques semblent avoir été décrites à Hawaï pour la première fois par le révérend Titus Coan (1882), lors de l'éruption du Kīlauea en 1840, même si la description reste très rudimentaire. Il parle notamment de fragmentation (« shivering ») de la coulée en contact avec la mer (p. 73) ou d'une pluie de cendres (p. 75). La succincte description⁵ du delta de lave en formation en 1868 à Kā'iliki'i (région de Ka'ū) par Charles de Varigny, ministre du roi Kamehameha V, ne fait pas allusion à de quelconques interactions entre le magma et l'eau (de Varigny, 1874). Les recherches de T.A. Jaggar au début du XX^e siècle sont les premières appuyées par un raisonnement scientifique, lors de l'arrivée de coulées du Mauna Loa sur la côte sud de Kona (Jaggar, 1919, 1926). La compréhension des processus va s'améliorer au cours du XX^e siècle, en particulier grâce aux observations, fréquentes à Hawaï, de coulées aboutissant en mer. Les réactions hydromagmatiques ont également été étudiées dans d'autres parties du globe, lors de naissance d'îles volcaniques comme à Capelinhos aux Açores (Camus *et al.*, 1981) ou à Surtsey en Islande (Thorarinsson *et al.*, 1964 ; Fridriksson, 1975 ; Norrman, 1980), ou encore lors de la genèse de maars (Lorenz, 1973). Des expérimentations en laboratoire préciseront la thermodynamique des processus hydromagmatiques.

a) Quelques définitions

L'hydromagmatisme, appelé parfois hydrovolcanisme, correspond à l'interaction entre l'eau et le magma ou la chaleur magmatique (Colgate et Sigurgeirsson, 1973 ; Sheridan et Wohletz, 1983). Le terme de phréatomagmatisme, parfois utilisé, devrait être, quant à lui, réservé aux réactions subaériennes (Stearns, 1938 ; Sheridan et Wohletz, 1983 ; Camus, 1994). Lorsque les réactions se produisent dans un milieu sub-aquatique à faible profondeur, comme sur le littoral, on peut parler d'activité surtseyenne (Thorarinsson *et al.*, 1964 ; Camus, 1994 ; White et Houghton, 2000), du nom de l'île islandaise de Surtsey créée en 1963-1964.

Les phénomènes hydromagmatiques peuvent aller du simple refroidissement passif du magma avec formation d'une croûte à une intense réaction entre les deux fluides,

⁵ « nous apercevons dans le sud un fleuve de lave qui se jette dans la mer et roule ses vagues noires et rouges par-dessus une falaise à pic » (p. 311)

« Les masses noires irisées de feu tombaient à pic sur le sommet du cône, descendaient en cascades sur ses flancs et venaient s'éteindre dans l'eau bouillonnante avec un bruit sourd » (pp. 326-327)

responsable de violentes explosions (Zimanowski, 1998 ; Batiza et White, 2000). Sur le littoral hawaïen, les réactions hydromagmatiques sont diversifiées, et une situation relativement calme en apparence peut rapidement se révéler dangereuse.

b) L'apport des expérimentations

Les mécanismes d'expansion et de fragmentation de la lave, lors d'explosions hydromagmatiques, ont été mieux compris grâce à des expérimentations, reproduisant en laboratoire des réactions proches de celles ayant lieu en milieu naturel. Ces expériences ont été menées à partir de mélanges entre deux liquides à température différenciée (« fuel-coolant interactions » ou FCI) ou entre eau et thermites ($\text{Fe} + \text{Al}_2\text{O}_3$). Les réactions seront explosives ou non, en fonction du taux de transfert de chaleur entre les deux liquides et du taux de pressurisation du liquide refroidissant provoqué par l'expansion thermique (Batiza et White, 2000).

Plusieurs phases ont été reconnues (Colgate et Sigurgeirsson, 1973 ; Sheridan et Wohletz, 1983 ; Wohletz, 1983 ; Batiza et White, 2000) :

1. contact initial ;
2. genèse d'une fine tranche de vapeur entre les deux fluides ;
3. mélange grossier des deux composants dans des conditions d'ébullition par des mouvements répétés d'expansion / affaissement du film de vapeur ;
4. fine fragmentation progressive de la zone de mélange en raison de ces battements très rapides de la zone tampon (inférieurs à la milliseconde) et des instabilités de Helmholtz et de Rayleigh-Taylor (instabilités entre deux fluides immiscibles) ;
5. augmentation de la surface de contact entre les deux fluides et accroissement de la pression ;
6. couplage des deux liquides par l'affaissement total du film de vapeur ;
7. augmentation épisodique du transfert de chaleur du combustible au liquide refroidissant ;
8. expansion volumétrique de la mixture par la transformation de l'eau surchauffée en vapeur surchauffée.

Si la réaction se termine avant le stade 7, il n'y a pas d'explosion. Ces expériences, bien qu'imparfaites dans la modélisation des phénomènes, permettent de préciser la thermodynamique des processus hydromagmatiques.

2. Les mécanismes d'expansion et de fragmentation en milieu littoral

Lorsqu'une coulée de lave entre en contact avec l'océan, plusieurs cas de figure se présentent. Quand le débit ou la température de la lave est relativement faible, une croûte superficielle, plus ou moins bien formée, peut exister avant même le contact avec l'eau de mer, en raison de son refroidissement par l'air. Cette vitrification en surface se poursuit lors de la rencontre avec l'eau, jusqu'à ce que la poussée hydrostatique sous-jacente de la lave ouvre une brèche dans le lobe. L'interaction se limite généralement à l'ébullition de l'eau retenue sur la coulée après le retrait de la vague et à un léger dégagement de vapeur. À l'inverse, une coulée de lave se poursuivant sous la mer avec un flux intense peut donner lieu à un mixage des deux liquides. On assiste alors à une vaporisation de l'eau de mer et à la genèse de produits pyroclastiques par fragmentation et explosion. L'énergie thermique résultant de l'arrivée du magma est ainsi convertie majoritairement en énergie mécanique.

a) La fragmentation du matériel lavique

Dans la réalité, la fragmentation de la lave s'effectue de manière similaire aux expérimentations. Une fine tranche d'eau est tout d'abord vaporisée sous l'effet de la chaleur dégagée par la coulée de lave (figure 14a). Ce film de vapeur a tendance à s'étendre par pulsations mécaniques. Cette expansion périodique s'exerce aussi bien vers l'intérieur du magma que vers l'extérieur. La fragmentation qui en résulte favorise le dégazage et augmente la surface du matériel incandescent en contact avec l'eau de mer (figure 14b). La formation de vacuoles provoque également une expansion de volume et une fragmentation de la lave, augmentant cette surface de contact (White et Houghton, 2000). L'entremêlement entre l'eau et la lave en fusion s'accroît progressivement. L'aire de contact continue à augmenter, tout comme le transfert de chaleur. L'eau reste cependant en partie isolée par le film de vapeur pendant cette phase de « pré-mélange », jusqu'à la phase de mélange proprement dite où l'eau, soumise à de fortes pressions, peut devenir surchauffée (Mattox et Mangan, 1997 ; Batiza et White, 2000).

b) La phase explosive

Toutes les réactions hydromagmatiques sur le littoral hawaïen n'aboutissent pas à des explosions. En règle générale, celles-ci sont rares et restent souvent de faible intensité. Lorsque le film isolant le magma de l'eau environnante est lentement chauffé, les interactions restent passives. Au contraire, une forte oscillation de la tranche de vapeur provoque des réactions explosives (Kokelaar, 1986).

La fragmentation de la lave favorise le transfert de chaleur vers l'extérieur, provoquant l'augmentation graduelle de la température de l'eau de mer, jusqu'à sa vaporisation.

L'équilibre thermique entre la vapeur d'eau et le magma n'est probablement jamais atteint, car l'instabilité résultante de l'expansion de la vapeur se produit avant (Batiza et White, 2000). Ainsi, la température à l'interface entre les deux liquides serait comprise entre 536 et 550 °C pour les éruptions du Pu'u Ō'ō-Kūpaianaha, contre environ 1 150 °C pour celle de la lave en fusion selon T.N. Mattox et M.T. Mangan (1997). Si la vaporisation ne s'effectue qu'en un seul point, la pression provoquée sur le reste du liquide l'amène également à se vaporiser (Batiza et White, 2000).

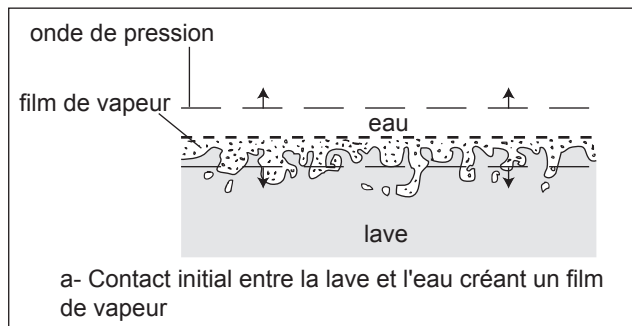
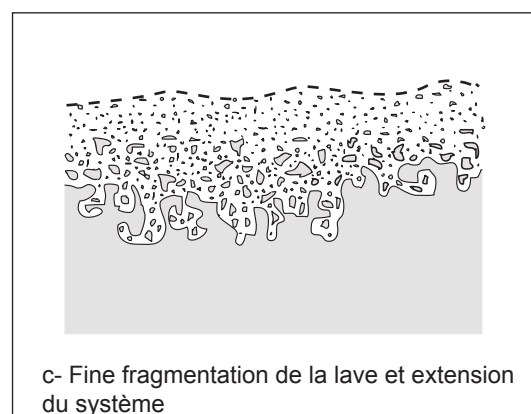
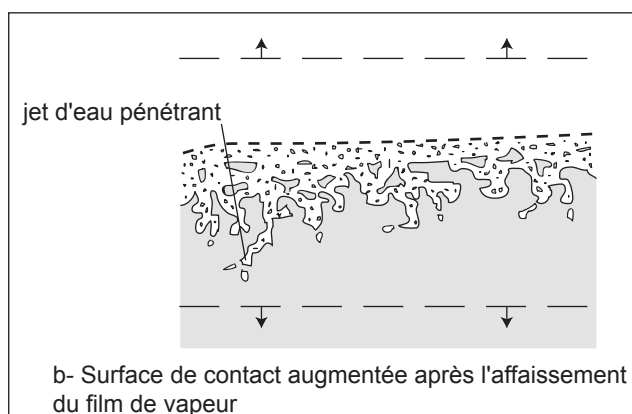


Figure 14 : Fragmentation du matériel lavique à l'interface avec une nappe d'eau

Source : d'après K.H. Wohletz (1983)



L'expansion en volume de la vapeur d'eau entraîne de fortes pressions amenant le système à exploser par libération de l'énergie mécanique, lorsque l'ensemble de cette énergie dépasse la limite de confinement (Sheridan et Wohletz, 1983 ; Batiza et White, 2000). L'onde de choc générée par l'extension explosive de l'eau en vapeur peut fragmenter davantage le magma, et donc favoriser les interpénétrations d'eau. Si le flux de lave se poursuit, de nouvelles explosions se produisent avec un nouveau cycle de vaporisation (Sheridan et Wohletz, 1983). Ceci explique le caractère périodique et pulsatif des explosions hydromagmatiques sur les littoraux hawaïens.

c) Les paramètres influençant l'explosivité des réactions hydromagmatiques

Le caractère explosif des phénomènes hydromagmatiques dépend en grande partie du *ratio* entre quantité d'eau et masse de magma. Lors d'éruptions humides (*wet eruptions*),

spécialement sur le littoral, les proportions de magma et d'eau peuvent subir des changements brusques, en fonction de l'afflux de lave ou du déferlement des vagues, responsables de conditions explosives différenciées (Kokelaar, 1986 ; Mattox et Mangan, 1997 ; White et Houghton, 2000). Si la quantité d'eau disponible est faible, celle-ci est chauffée à haute température, mais l'expansion de la vapeur ne peut fragmenter qu'un petit volume de magma. Par contre, l'excès d'eau sur le littoral entraîne une perte d'énergie thermique par dissipation dans le milieu aqueux, une partie de l'eau de mer étant chauffée, voire surchauffée, sans être vaporisée.

L'intensité de l'action marine intervient aussi, puisque l'afflux d'eau contrôlerait l'intensité des explosions hydromagmatiques sur le littoral, en augmentant la fragmentation du matériel et sa vaporisation (Mattox et Mangan, 1997). C'est donc le contact soudain entre les deux fluides qui est déterminant et non la proportion de l'un par rapport à l'autre.

Le type de coulée de lave est également déterminant pour expliquer la fragmentation explosive de la lave. Les coulées de morphologie 'a'ā sont plus favorables aux explosions que celles de morphologie pāhoehoe, car l'eau de mer entre plus facilement en contact avec le magma en fusion en raison de leur surface scoriacée (Macdonald, 1954 ; Moore et Ault, 1965 ; Moore *et al.*, 1973 ; Macdonald *et al.*, 1983). La présence d'une croûte plastique vitrifiée sur la plupart des coulées pāhoehoe atteignant la mer limite au contraire l'infiltration de l'eau. Certaines coulées 'a'ā, lisses et régulières, s'écoulant dans des chenaux comme en 1950 dans le sud de la région de Kona, peuvent aussi former une croûte lors de leur contact avec l'océan, qui agit comme un isolant (Finch et Macdonald, 1953 ; Macdonald, 1954). Seuls les gros blocs transportés par la coulée provoquent alors des explosions (Finch et Macdonald, 1953).

De manière générale, la viscosité de la lave a tendance à retarder le mélange entre l'eau et le magma, et n'est donc pas favorable à la fragmentation (Batiza et White, 2000). Les coulées 'a'ā sont pourtant plus visqueuses que les coulées pāhoehoe. La viscosité dépend, outre de la morphologie de la coulée, de sa vitesse, de la composition chimique du magma et de sa température. Plus cette dernière sera élevée, plus l'énergie thermique, transformable en énergie mécanique, sera grande (Batiza et White, 2000). La différence de température entre les deux fluides est également importante (Sheridan et Wohletz, 1983).

Il faut, par ailleurs, que le flux de lave soit suffisamment soutenu, environ 4 m³/s à Hawaï (Mattox et Mangan, 1997), pour qu'une réaction explosive se produise. Mais si la vitesse est trop rapide, la lave se retrouve rapidement à des profondeurs trop importantes, ce qui limite la force des explosions hydromagmatiques. C'est particulièrement le cas lorsque la pente est forte (Finch et Macdonald, 1953 ; Moore et Ault, 1965).

Enfin, plus la distance depuis la bouche éruptive sera longue, plus le dégazage de la coulée sera élevé lors du transfert, limitant la vaporisation et la fragmentation explosive lors de la rencontre avec l'océan (Decker et Decker, 1989).

3. Les produits de l'activité hydromagmatique

Les produits résultants des réactions hydromagmatiques sont l'eau, la vapeur d'eau en grande quantité, formant un panache visible à plusieurs kilomètres, les débris lithiques juvéniles, c'est-à-dire provenant du magma de l'éruption, et la roche plus ancienne fragmentée lors de l'explosion (Sheridan et Wohletz, 1983).

a) Les débris pyroclastiques

Suite à la phase de vaporisation, débute le stade de l'éjection où les pyroclastes, appelés également hydroclastes en raison de leur mode de genèse, sont projetés en dehors du système. La propagation de l'onde permet également l'arrachement de débris lithiques n'appartenant pas au magma juvénile, particulièrement en cas de forte explosion (Batiza et White, 2000). Les éléments les plus grossiers prennent une trajectoire le plus souvent balistique, produisant des gerbes cypressoïdes caractéristiques (jets de tephres, *cf.* photo 9). Périodiquement, lors de l'écroulement de la colonne éruptive, des déferlantes basales (*base surge*) projettent latéralement des débris (Batiza et White, 2000). La vitesse des éjectas dépend de leur taille (effet d'inertie) et varie de dix à plusieurs centaines de mètres par seconde (Sheridan et Wohletz, 1983).

En raison du large spectre de réactions hydrovolcaniques qui peuvent se produire en milieu littoral, les débris pyroclastiques résultants sont d'une grande variété de forme et de taille. Ils sont pour la plupart très fins en raison de la pulvérisation du matériel lors de l'explosion (cendres volcaniques, parfois poussières), mais ils peuvent être plus grossiers (lapilli, entre 2 et 64 mm de diamètre, ou bombes volcaniques). Plus le *ratio* entre quantité d'eau et quantité de lave est optimal, plus les produits éruptifs seront fins (Sheridan et Wohletz, 1983). Le terme de hyaloclastites, des mots grecs *hualos* (verre) et *klatos* (brisé), est utilisé pour décrire à la fois les fragments les plus fins et les brèches une fois cimentées. Dans un sens plus large, il peut même être employé pour décrire tous les débris formés par une éruption dans lequel l'eau joue un rôle (Batiza et White, 2000).

On parle de scories volcaniques car les éléments sont généralement aigus. Cependant, il existe aussi des filaments (*Pele's hair* ou cheveux de Pele), des rubans (*limu o Pele*, c'est-à-dire algues de Pele), des éléments sphériques, en forme de gouttes (*Pele's tears* ou larmes de Pele), voire parfois de mousses ou d'assiettes. La morphologie reflète

souvent le mécanisme de fragmentation initial du magma (Sheridan et Wohletz, 1983 ; Batiza et White, 2000). Les débris hyaloclastiques sont le plus souvent vitreux avec peu de vacuoles (Wohletz, 1983 ; Batiza et White, 2000). Ils portent les marques de leur genèse, de leur transport et de leur éventuelle altération, par hydratation (palagonitisation) ou réaction avec le magma ou les gaz (Sheridan et Wohletz, 1983).

La quantité de débris pyroclastiques peut être importante, mais n'excéderait pas 5 % du volume de lave (Moore et Ault, 1965 ; Fischer, 1968). Le dépôt s'effectue en direction du continent, sur le delta de lave en construction, mais également vers le large, nappant le talus. Ils constituent alors le soubassement instable sur lequel va s'étendre le delta.

b) La colonne de vapeur

Une colonne de vapeur d'eau et de gouttelettes d'eau en suspension se forme également au point d'entrée de la lave dans l'océan par évaporation. De l'acide chlorhydrique est également produit par la réaction entre les chlorures et l'hydrogène compris dans l'eau de mer (United States Geological Survey, 2000a). Des débris lithiques très fins, vitreux ou en fusion, sont incorporés à ce panache blanc.

L'eau de mer est rapidement évaporée lorsque les vagues déferlent sur la surface encore brûlante du delta. C'est la raison pour laquelle le panache s'échappe plus souvent de la partie distale du delta que de l'océan. Sur l'île d'Hawaï, il est souvent de faible ampleur, voire absent, lorsque le flux de lave est peu important, comme cela a été observé à Kealakomo en 1971 (Moore *et al.*, 1973), à Waha'ula en 2000 et à Kupapa'u Est en 2001 (observations personnelles). C'est également le cas lorsqu'il y a une forte condensation de la vapeur, provoquant de fortes pluies, comme pour la coulée de Ka'apuna au sud de Kona en 1950 (Finch et Macdonald, 1953 ; Macdonald, 1954).

Cette colonne hétéroclite est essentiellement thermique (White et Houghton, 2000) et connaît des mouvements convectifs (Hawaiian Volcano Observatory, 2000b). Elle est composée de deux parties : la poussée gazeuse à la base et les mouvements convectifs alimentés par l'air chaud (Sheridan et Wohletz, 1983). D'après les mesures infrarouges réalisées par les volcanologues du H.V.O., la température de la colonne dépasse 150 °C (Hawaiian Volcano Observatory, 2000b).

Cette section nous a permis de mieux cerner la spécificité et les caractéristiques des réactions hydromagmatiques. Les réactions physiques expliquant la fragmentation et l'explosion lors de réactions hydromagmatiques ne sont pas encore bien comprises dans le détail. Cependant, les oscillations du film de vapeur isolant le magma de l'eau déterminent la fragmentation du matériel lavique. Le passage au stade explosif n'est pas systématique, les

interactions pouvant aller du simple refroidissement passif de la lave aux explosions paroxysmales avec éjections de tephres. Les réactions hydromagmatiques vont être à la fois responsables de l'extension vers le large des deltas de lave et de leur destruction.

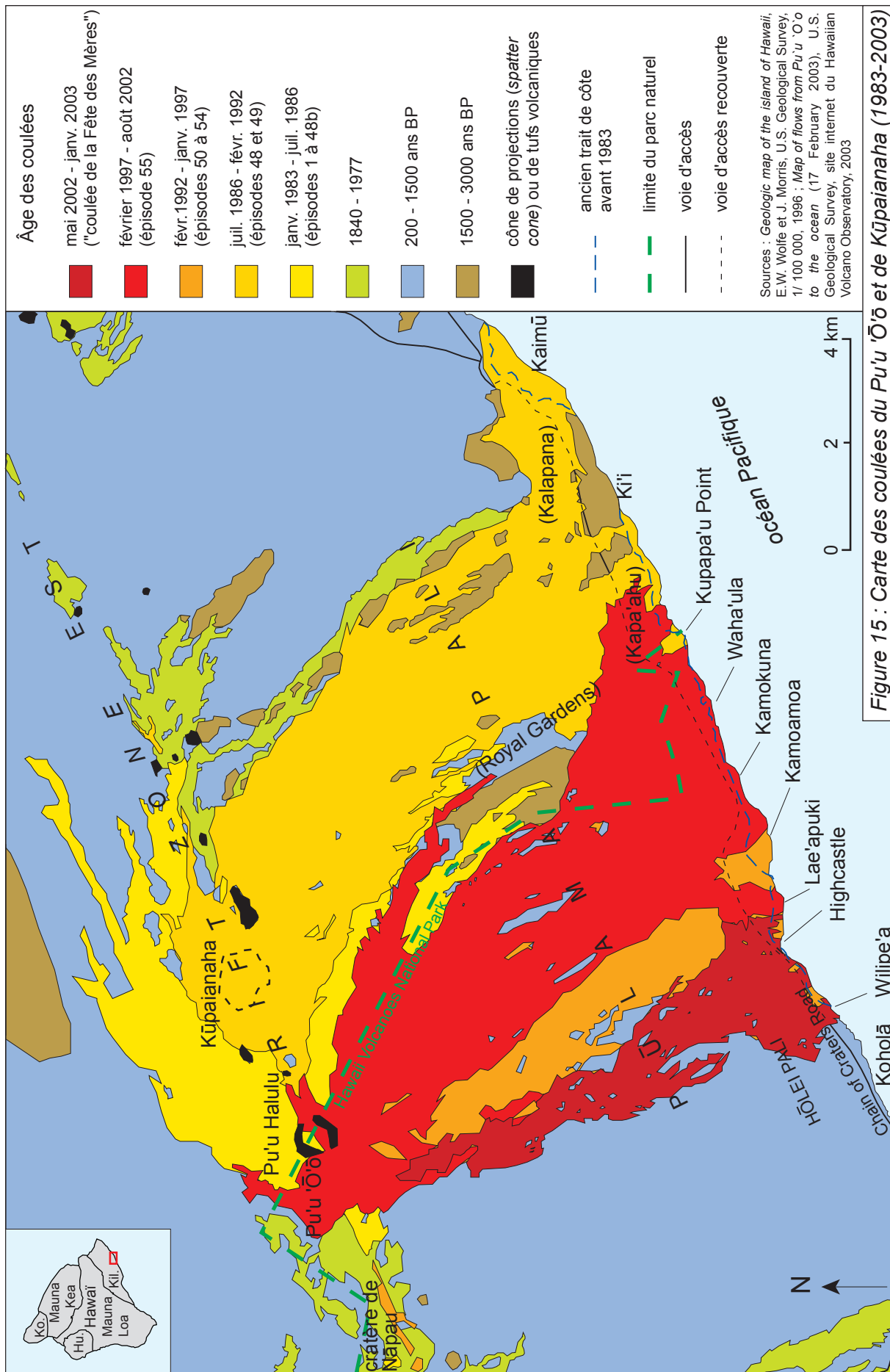
B. La construction des deltas de lave

Après ce préambule sur les réactions hydromagmatiques, nous allons traiter de la genèse des deltas de lave. Elle n'est pas linéaire dans le temps, car elle est faite d'avancées et de reculs. Dans un souci de clarté, nous avons préféré dissocier dans l'analyse ces deux phases concomitantes.

Même si la construction de deltas a été observée sur d'autres volcans du globe (Norrman, 1970, 1980), ou étudiée grâce à des coupes à travers d'anciens deltas (Jones et Nelson, 1970 ; Skilling, 2002), les mécanismes ont été particulièrement analysés et compris à Hawaï, où de nombreuses coulées ont atteint l'océan Pacifique dans les temps historiques (*cf.* figure 8 et annexe III).

Les descriptions de deltas de lave en construction sont restées longtemps très énumératives et sommaires du point de vue scientifique. Il a fallu attendre le début du XX^e siècle pour obtenir des informations plus pertinentes sur ces formes originales. Les éruptions du Mauna Ulu (1969-1974) et du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha (1983 à aujourd'hui, *cf.* figure 15) ont permis d'observer à de nombreuses reprises la genèse de deltas de lave. En effet, environ cent hectares de nouvelles terres ont été gagnés sur l'océan dans le premier cas (Moore *et al.*, 1973 ; Peterson, 1976 *in* Tilling *et al.*, 1987 ; Peterson, 1977), et plus de deux cents hectares dans le second (*cf.* figure 16). La plupart des deltas de lave auxquels nous ferons référence dans cette thèse ont été construits par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, depuis novembre 1986 (*cf.* figure 17). A cette occasion, environ quatre-vingt confrontations entre la lave et la mer ont été enregistrées, dont trente supérieures à deux mois, la plus longue ayant duré quinze mois et demi (Kauahikaua *et al.*, 2003).

Une synthèse des travaux réalisés antérieurement sur l'élaboration des deltas de lave, complétée par nos propres observations et analyses, est proposée dans cette section. Nous analyserons chronologiquement les modalités de la formation des deltas de lave, de l'arrivée de la coulée à la côte jusqu'à l'extension du delta vers le large. Nous distinguerons la partie sous-marine du delta, composée de débris et de coulées plus ou moins fragmentées, de sa partie supérieure constituée d'une nappe de coulées subaériennes.



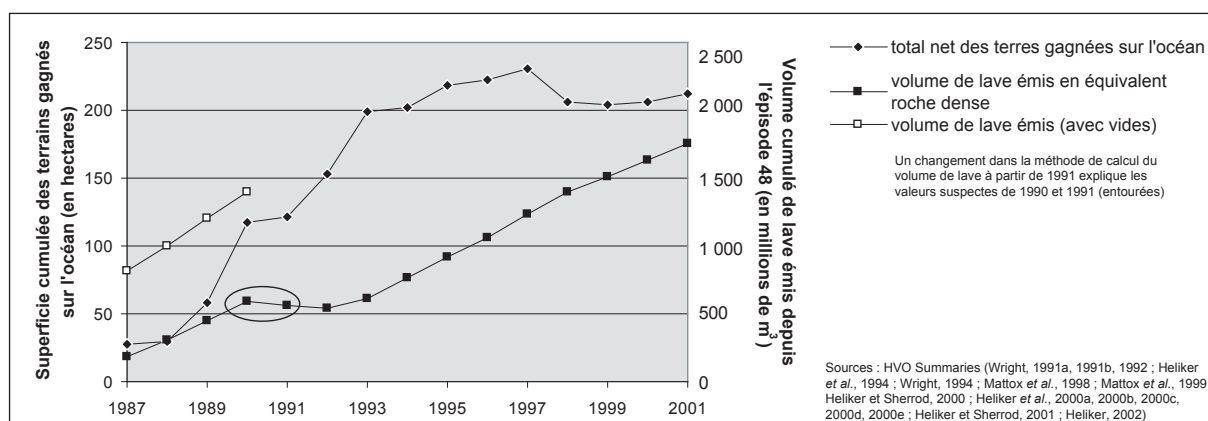


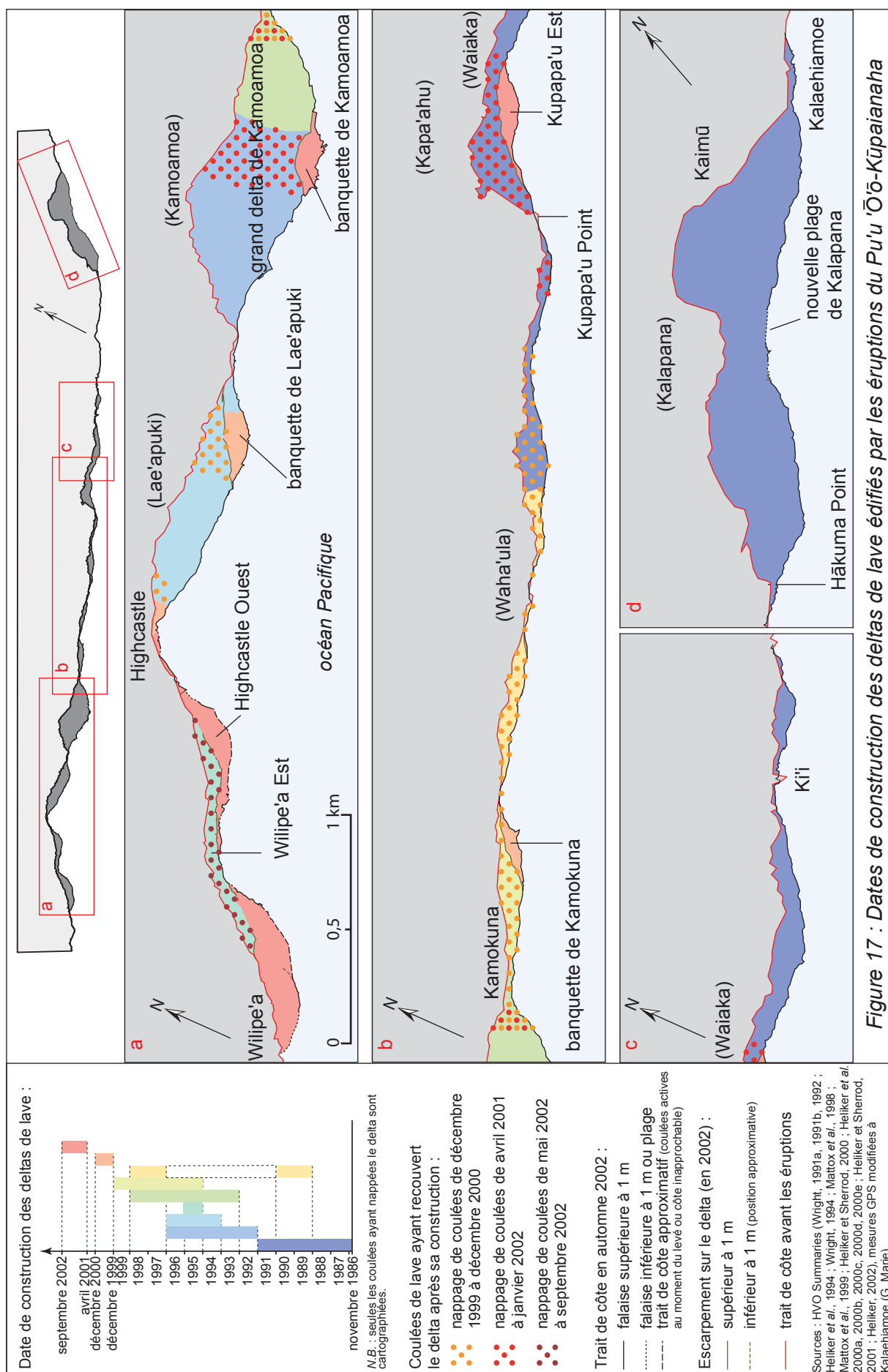
Figure 16 : Graphique de l'évolution des terrains gagnés sur l'océan par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha

1. L'arrivée de la coulée à la côte

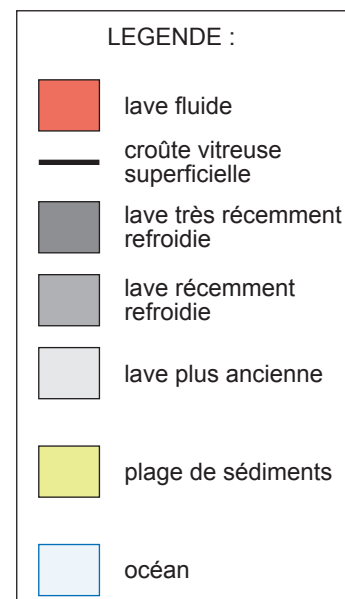
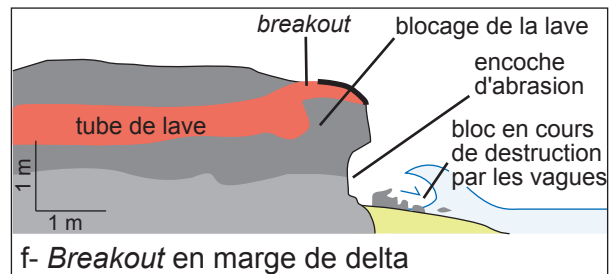
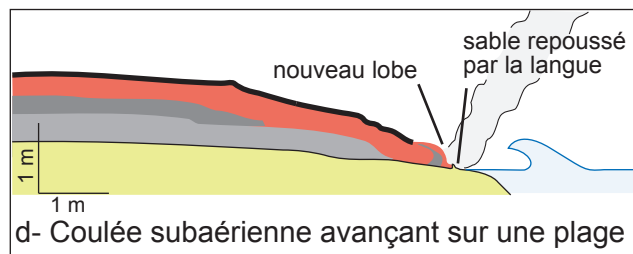
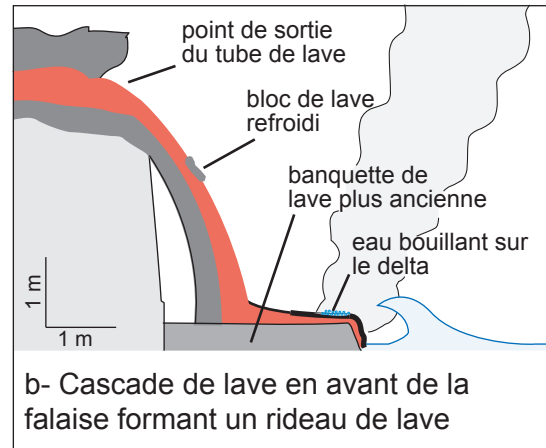
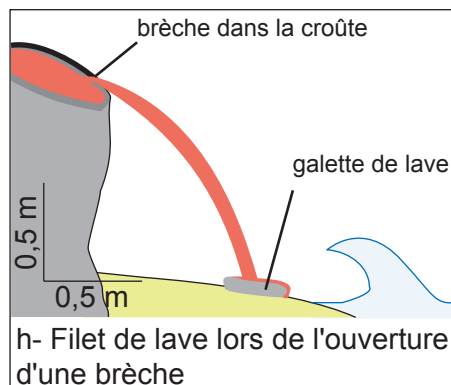
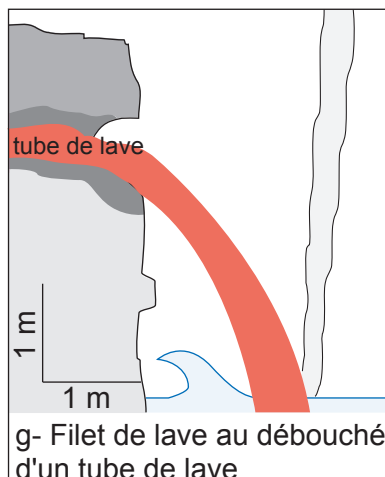
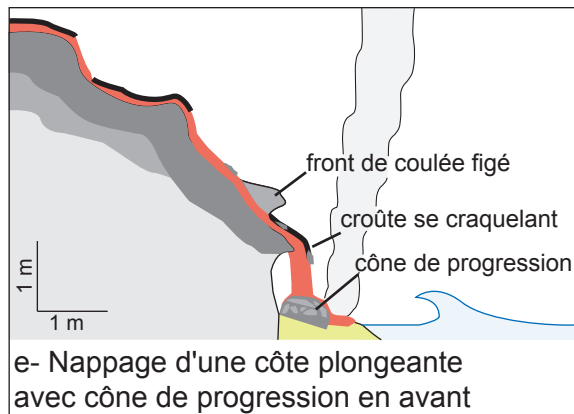
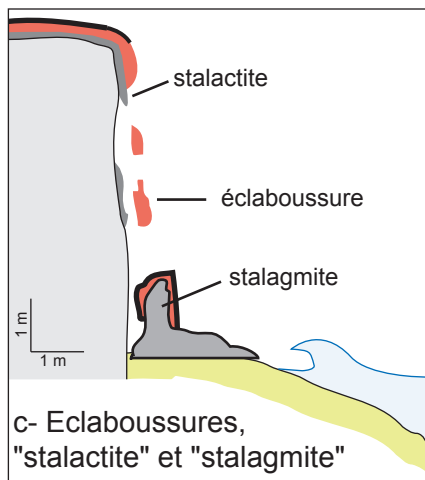
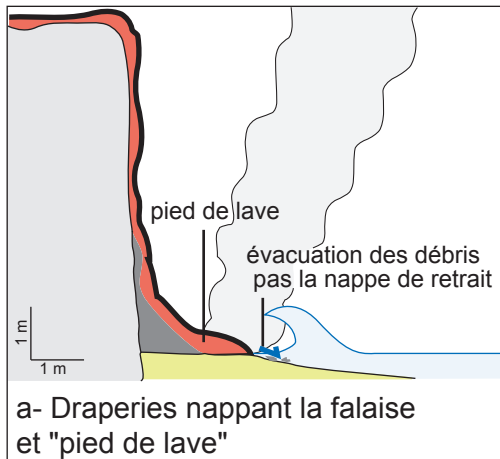
Le Kīlauea émet le plus souvent des coulées de lave à travers un système de tubes de lave, appelés également tunnels de lave, qui débouchent sur l'océan. Ces chenaux couverts possèdent parfois des bifurcations et permettent à la lave en fusion de parcourir de grandes distances avec un minimum de refroidissement (Mattox, 1993). Il n'est pas rare que la coulée ait parcouru plus d'une dizaine de kilomètres avant d'atteindre l'océan (cas pour les coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha par exemple). Certaines coulées peuvent néanmoins être subaériennes, notamment à la faveur de ruptures de pente (escarpements de faille de Pūlama Pali et Hōlei Pali pour les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha) ou lorsqu'il s'agit de coulées 'a'ā. Elles suivent communément les lignes de plus forte pente, et aboutissent donc plus souvent dans des baies ou de simples échancrures. Lorsqu'il s'agit d'une côte basse, comme à Kaimū (cf. figure 17), les coulées recouvrent dans un premier temps la plage de sable noir qui nappe généralement le fond de baie avant d'arriver à la mer. Cependant, le littoral de l'île d'Hawaï étant généralement constitué de falaises hautes d'une dizaine de mètres, les coulées vont devoir franchir cet obstacle topographique avant de rencontrer l'océan et construire une forme temporaire dénommée " pied de lave ".

a) Le recouvrement de la falaise

La lave nappe dans un premier temps l'empilement de coulées qui compose cette falaise, pour ensuite atteindre, selon les cas, la plage qui se trouve à ses pieds ou directement la mer. Les filets de lave dévalent l'ancienne falaise (5 à 10 m de commandement sur la côte sud du Kīlauea), formant des draperies de doigts cylindriques (Moore *et al.*, 1973), à diamètre décimétrique à pluri-décimétrique, bourgeonnant parfois à leurs extrémités en protubérances bulbeuses ou *toes* (figure 18a et photo 1). L'écoulement peut être subaérien ou confiné dans un tube de lave, un manchon de lave refroidi entourant



Figures 18 : Les différents types de contact entre la lave et l'océan observés sur le littoral hawaïen



vapeur dégagée
lors du déferle-
ment des vagues

éboulement
ancien



pied de lave en
formation

Photo 1 : Filets de lave drapant la falaise dans la baie à l'est de Kupapa'u Point (5 mai 2001)

ouverture d'une
fine brèche



stalactite

ancienne falaise

stalagmite

plage de
hyaloclastites

Photo 2 : Stalactites, stalagmites et "pied de lave" en formation à Highcastle (20 septembre 2002)



ancienne falaise

limite d'ancien rivage, site
potentiel d'un effondrement

Photo 3 : Banquette de lave récente à Kupapa'u Est en partie couverte de hyaloclastites, avec une ancienne ligne de rivage (11 juin 2001)

alors le matériel en fusion. Lorsque le débit est suffisamment important, il se forme une cascade, notamment lorsque le débouché s'effectue à partir d'un tube de lave sur la falaise. La descente de la lave ne s'accomplit pas forcément le long de la paroi, mais aussi en avant de celle-ci, construisant parfois un « rideau de lave » (figure 18b). Lorsque l'alimentation en lave stoppe, le matériel se fige, donnant à l'escarpement un aspect de draperie.

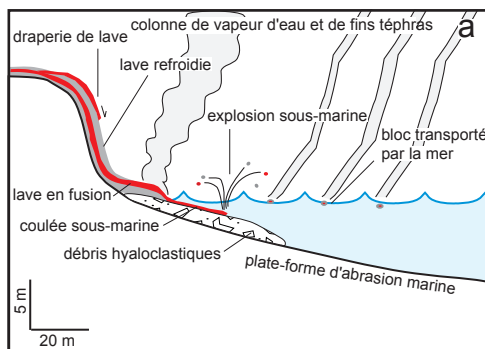
En septembre 2002, nous avons observé à Highcastle la genèse de formes proches des stalactites et des stalagmites (photo 2). Les minces filets qui drapent le haut de la falaise forment des doigts. Le flux de lave n'est pas suffisamment intense et trop visqueux pour former une cascade ou se coller à la paroi. L'écoulement se déchire donc en morceaux sous le poids de la lave en cours de refroidissement, laissant pendre dans le vide des stalactites de lave (figure 18c). Les paquets de lave tombent par gravité au pied de la falaise, sur une plage de sable noir. Leur amoncellement construit une accumulation ruiniforme, ressemblant à une stalagmite, qui se vitrifie rapidement et est ensuite recouverte par une nouvelle éclaboussure. Ainsi, la forme s'élève progressivement, tant que le filet de lave au-dessus ne dévie pas. Régulièrement, des blocs issus de la coulée déjà refroidie en haut de falaise, emportés par le passage de la lave, tombent sur le pinacle, provoquant son élévation et son épaississement soudain. Si le flux de lave se poursuit au même endroit, stalactites et stalagmites peuvent se rejoindre, formant ainsi une colonne. Celle-ci peut servir de support pour de nouvelles coulées qui édifieront un « rideau de lave » en avant de la falaise.

Toutes les éclaboussures de lave ne construisent pas nécessairement des stalactites ou des stalagmites de lave, ces formes étant sans doute relativement rares. En effet, le plus souvent, leur accumulation construit simplement de petits monticules à la base de la falaise, comme à Kamokuna fin 2000 ou à Kupapa'u Point en mai 2001. Une fois figées et refroidies, toutes ces formes digitées peuvent aisément être disloquées par l'arrivée de nouvelles coulées, ou par simple décompression et appel au vide, et tomber sur le delta.

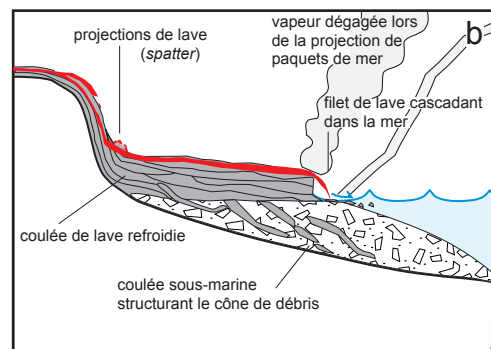
b) La formation d'un « pied de lave »

Lorsque la lave atteint en contrebas de la falaise la plage de débris pyroclastiques, issus de précédentes coulées, ou une éventuelle plate-forme d'érosion marine, elle forme une courte avancée de terre (figure 19a). Cette accumulation de lave épaisse de seulement un ou deux mètres, parfois moins, et d'une dizaine de largeur au plus, forme ce que nous avons appelé un « pied de lave » (Marie, 2002a). G.A. Macdonald et J.P. Eaton (1964) parlent d'amoncellement croissant de lave au pied de la falaise⁶. Le contact explosif entre la lave et l'eau de mer produit des pyroclastes qui viennent napper le bord de la falaise, favorisant l'extension du « pied de lave » ou permettant sa construction si aucune plage n'était présente auparavant.

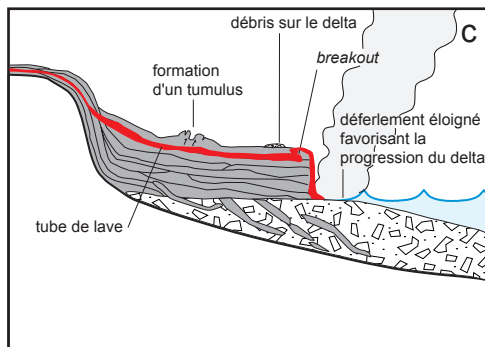
6 « the growing heap of lava at the foot of the cliff » (p. 53)



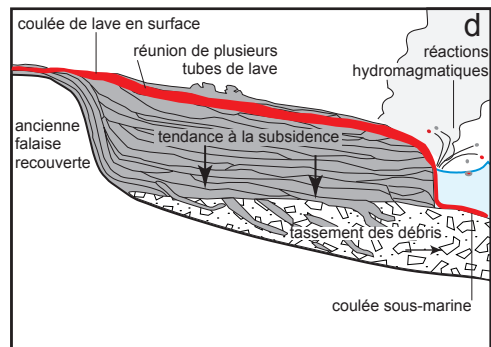
Formation d'un "pied de lave"



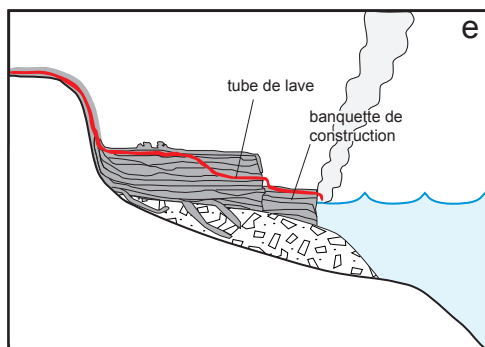
Progression du delta par divagation des coulées



Mise en place d'un système de tubes de lave



Progradation et épaississement du delta



Genèse d'une banquette de construction après l'effondrement partiel du delta de lave

sources : observations personnelles, T.N. MATTOX et M.T. MANGAN (1997) et site internet du H.V.O. (<http://www.hvo.usgs.gov>)

Figures 19 : La formation des deltas de lave

Le « pied de lave » progresse le plus souvent lentement vers le large, au gré des flux et reflux des vagues qui solidifient la lave en la refroidissant à chaque déferlement. Cette barrière que constitue l'océan a tendance à provoquer l'extension du « pied de lave » de façon latérale et son épaississement, si l'alimentation n'est pas soutenue.

Durant cette phase, qui peut durer plusieurs jours pour les coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, le « pied de lave » a donc du mal à s'étendre, tant que l'alimentation en magma n'est pas plus importante ou que les déferlements ne s'effectuent pas plus en avant de la côte, c'est-à-dire tant qu'il n'existe pas un soubassement suffisamment large de débris (Marie, 2002a). Il arrive que le delta s'étende rapidement vers le large et longitudinalement, surtout lorsque la côte et l'avant-côte sont basses, que le débit de lave est important ou quand la coulée est de morphologie 'a'a (cf. *infra*). Les coulées de lave peuvent également se prolonger sous l'océan.

Le delta peut également rester au stade du « pied de lave ». C'est ce que nous avons pu constater en 2000 dans la baie à proximité du site de l'ancien village de Kamokuna, où les accumulations s'étendaient vers l'océan sur une vingtaine de mètres au maximum et étaient circonscrites aux débouchés des minces coulées. Plusieurs de ces « pieds de lave » peuvent, en effet, coexister sur un même site au niveau des différents points d'arrivée du magma, sans jamais se rejoindre et former un delta plus large. Les coulées de 1970 du Mauna Ulu ont aussi seulement nappé la falaise à Kahue Point, ne formant probablement que d'étroits « pieds de lave » qui ont été depuis érodés.

2. L'extension de la partie sous-marine du delta de lave

Pour que le delta de lave puisse s'étendre vers le large, il faut généralement que son soubassement de pyroclastes et de fragments de coulées se prolonge, au préalable ou de façon concomitante. Il peut néanmoins arriver que le delta continue sous la mer, sans que le tapis de débris ne se soit particulièrement développé, donnant lieu à de véritables coulées sous-marines.

a) Le développement du cône de débris

Les explosions hydromagmatiques à l'interface lave/océan et la fragmentation du matériel lavique par le choc des vagues engraisent le talus de sédiments volcanoclastiques situé en avant du « pied de lave ». Généralement, les blocs encore fumants flottent dans un premier temps, avant de sédimenter, comme cela avait déjà été décrit par T.A. Jaggar (1919). Ces sédiments sont ensuite déplacés petit à petit par la dérive littorale et s'accumulent au fond des baies pour former des plages de poche de sables noirs.

Les débris hyaloclastiques viennent napper également la partie subaérienne du delta de lave à proximité de l'explosion, créant parfois une couverture de plusieurs centimètres d'épaisseur. Le sable pyroclastique peut même totalement envahir le delta, comme à Kupapa'u Est en 2001 ou Wilipe'a en 2002 (photo 3). Il faut noter que les littoraux nouvellement créés conservent des débris pyroclastiques au pied des falaises et sur le delta de lave pendant plusieurs dizaines d'années, comme nous l'avons observé au niveau des deltas de lave construits par les coulées du Mauna Ulu, datant de 1969-1974 (Marie, 2002a).

Une étude sous-marine a été réalisée durant les éruptions du Mauna Ulu par J.G. Moore *et al.* (1973 ; Tepley et Moore, 1974). Elle a permis notamment d'observer pour la première fois le talus du soubassement de sédiments volcanoclastiques. Celui-ci est surmonté d'une plate-forme d'environ 10 m de large au pied de la falaise, composée en grande partie de sables pyroclastiques. La pente du talus est comprise entre 30° et 45°. Les

plongées suivantes ont montré des angles semblables : entre 25° et 40° à Kupapa'u Point en 1989 (Tribble, 1991) et une pente proche de l'angle de repos pour les deltas observés par K. Hon *et al.* (1993). Cet angle serait plus pentu sur les deltas de lave que sur les deltas sédimentaires, car les débris ne sont pas transportés par les courants mais uniquement déposés, à l'exception des éléments les plus fins (Skilling, 2002). Ils sont en cela plus proches des cônes sous-marins de débris.

Selon le régime d'extension du delta en surface, différents lits deltaïques frontaux, de granulométrie différente, peuvent probablement se constituer. Le terme de lobe frontal est sans doute plus adapté que celui de lit lorsque le delta est large, car les dépôts se concentrent en avant du ou des points d'entrée de la coulée dans la mer. Quinze lithofaciès différents ont, par exemple, été reconnus dans des deltas de lave anciens en Antarctique (Skilling, 2002). A Kealakomo, la plupart des débris étaient grossiers, d'une longueur généralement comprise entre 10 et 45 cm. Des hyaloclastites plus fines se mêlent à ces blocs, tapissant parfois des portions entières du talus. Les blocs angulaires proviennent de la fragmentation de la lave par les explosions hydromagmatiques, l'abrasion et les coups de boutoir des vagues. Les blocs aux formes arrondies, qui semblent être dominants (Tribble, 1991), sont issus de coulées de lave sous-marines, laves en coussins ou digitations de lave, qui ont été détruites par les glissements successifs (Moore *et al.*, 1973). Les sédiments volcanoclastiques sont généralement mal triés, même si la taille des fragments augmente avec la profondeur (Sheridan et Wohletz, 1983). Ils avancent au fur et à mesure de leur remaniement et de leur renouvellement par les explosions hydromagmatiques le long d'une terrasse sous-marine, se trouvant à une trentaine de mètres sous le niveau de la mer à Kealakomo (Moore *et al.*, 1973).

b) Généralités sur les coulées de lave sous-marines

Des coulées de lave sous-marines sont également incorporées au tapis de sédiments volcanoclastiques. Ces langues de lave prolongent les coulées de surface lorsque celles-ci ont un débit suffisant, ou proviennent d'un tube de lave situé sous le niveau de la mer. Il est probable que la présence d'une basse falaise et d'un endroit protégé des déferlements facilite leur initiation (Moore *et al.*, 1973). L'action des vagues à la côte favorise, au contraire, la division de la coulée en différents bras (Mark et Moore, 1987). Lorsque le talus est trop pentu, la lave a tendance à se fragmenter en blocs grossiers qui glissent sur la pente sous-marine et sont plus ou moins incorporés aux coulées plus cohérentes (Moore, 1975). Tous les processus ne sont pas encore bien connus, et il est possible qu'une partie des coulées sous-marines des deltas de lave proviennent de tunnels de lave plus profonds que ceux débouchant à proximité du niveau de la mer (Tribble, 1991), c'est-à-dire de tubes traversant le cône de débris.

Les coulées de lave peinent à maintenir leur cohérence sous l'eau et sont vite démantelées par les explosions et surtout par les mouvements gravitaires sur le talus. Leur recouvrement par de nouveaux débris explique que le soubassement soit structuré par des digitations plus ou moins fracturées ou des laves en coussins, formant un angle de généralement 30°, pouvant atteindre 40°, avec la partie subaérienne du delta de lave (cf. figure 13), et empruntant parfois une trajectoire convexe (Jones et Nelson, 1970). Ces langues de lave marquent la position ancienne du talus avant son enfouissement. Les conditions locales du littoral (pente sous-marine et niveau de la mer) influencent grandement la structure interne des deltas de lave, tout comme la durée et le flux de l'alimentation en lave, comme cela a été démontré pour des deltas australiens d'âge Permien (Carr et Jones, 2001).

De petites explosions sous-marines se produisent à quelques mètres sous le niveau de la mer projetant en surface des pyroclastes, comme nous avons pu le constater en bordure de deltas en formation, notamment à Kupapa'u Est (photo 4). A partir d'une certaine profondeur, qui serait d'en moyenne 30 mètres sous le niveau marin selon R. Decker et B. Decker (1989), la pression exercée par la masse océanique empêche les explosions gazeuses, car les gaz internes ne peuvent se détendre, ce qui limite la vaporisation de l'eau (Cotton, 1952).

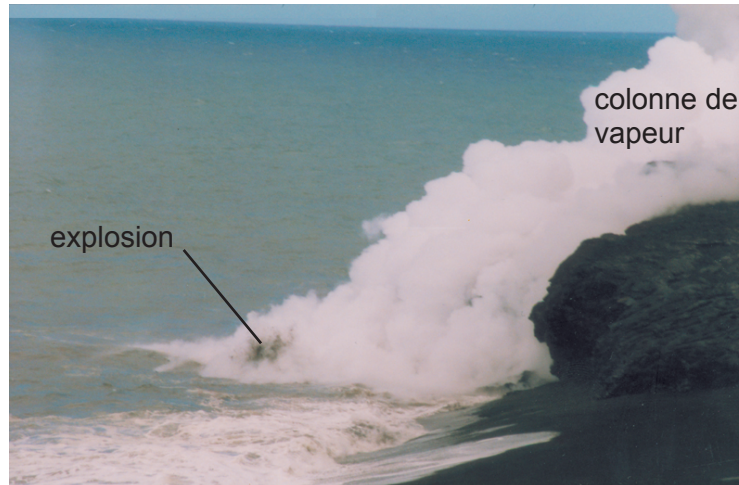


Photo 4 : Explosion sous-marine en bordure du delta de lave de Waha'ula projetant des pyroclastes en surface (6 mai 2000)

Plusieurs types de coulées sous-marines existent : les laves en coussins (*pillow lavas*), les coulées lobées (*lobate lava flows*) et les chenaux de lave (*channelized lava stream*). Les différences morphologiques s'expliquent principalement par les différences dans le flux de lave et la topographie sous-marine (Gregg et Fink, 1995 ; Batiza et White, 2000), comme nous allons le voir dans les paragraphes suivants.

c) Les laves en coussins

Malgré la profondeur peu importante, il n'y a pas de vaporisation de l'eau de mer, ce qui implique un faible transfert de chaleur depuis la lave vers l'eau de mer (Decker et Decker, 1989). Une croûte à structure hyaline (surface vitreuse et noire) se forme instantanément isolant les deux fluides. La lave s'échappe d'une brèche, construisant une protubérance qui, à son tour, se fend pour laisser s'échapper un nouveau bulbe (Tepley et Moore, 1974 ; Moore, 1975). Ainsi se construit une série de coussins ovoïdes la plupart du temps soudés les uns aux autres. Ils sont parfois maintenus dans une matrice hyaloclastique (Sheridan et Wohletz, 1983).

Les laves en coussins se forment aussi bien sur les coulées pāhoehoe que sur les coulées 'a'ā, comme cela fut observé lors de plongées pendant les éruptions du Mauna Ulu (Moore *et al.*, 1973 ; Tepley et Moore, 1974). Les coussins sont moins fréquents lorsque le flux de lave est rapide (Gregg et Fink, 1995). Ils ont une forme grossièrement cylindrique. On distingue en fait plusieurs morphologies : des coussins presque sphériques, des coussins aplatis (oreillers) ou en forme de traversins. Leurs dimensions sont pluridécimétriques à plurimétriques, avec communément une taille de 0,5 à 1 mètre (Batiza et White, 2000).

L'intérieur du coussin refroidit plus lentement et est donc plus cristallisé (texture microlitique). La surface extérieure est striée, voire crevassée, formant parfois des damiers. Il existe quelquefois une cavité centrale lorsqu'il y a eu drainage de la lave pour former un nouveau coussin (Moore, 1970a, 1975 ; Batiza et White, 2000). Des fentes de rétraction radiales, déjà signalée par J.V. Lewis (1914 *in* Cotton C.A., 1952), se forment lors du refroidissement. La structure interne radiale des coussins de lave les différencie de la structure interne concentrique des protubérances bulbeuses (*toes*) des coulées pāhoehoe subaériennes avec lesquelles on les confond parfois (Macdonald *et al.*, 1983).

d) Les coulées de lave lobées

Lorsque le débit de lave est suffisamment intense, il y a coalescence des différents coussins au fur et à mesure de la progression du flux de lave, donnant un aspect mamelonné à la surface. La lave continue de couler à l'intérieur de la chape protectrice, sans dégagement notable de vapeur. La circulation de la lave s'effectuant comme dans les tubes de lave des champs subaériens, ces langues de lave ont parfois été appelées « littoral lava tube » (Peterson, 1976). Nous utiliserons l'expression de « coulées de lave lobées » (*lobate lava flows*) proposée par R. Batiza et J.D.L. White (2000). Ce sont des formes communes sur le plancher océanique autour de l'île d'Hawaï, mais on en trouve également sur les pentes sous-marines (Fornari *et al.*, 1979 ; Moore et Clague, 1987 ; Tribble, 1991 ; Gregg et Fink, 1995 ; Moore et Chadwick, 1995 ; Umino *et al.*, 2000).

Les coulées de lave lobées sont cylindriques et légèrement aplaties par rapport aux coussins de lave (Fornari *et al.*, 1979 ; Batiza et White, 2000). Elles sont aussi souvent plus larges et plus allongées que leurs équivalentes subaériennes. Le drainage de la lave à l'intérieur du manchon rend souvent l'intérieur de la canalisation vide. Dans le cas contraire, les coulées de lave lobées possèdent une structure interne identique aux laves en coussins (Batiza et White, 2000).

Leur surface est lisse ou possède une texture en « carapace de tortue », ce qui les différencie des laves en coussins à la peau striée (Batiza et White, 2000). Lorsqu'une ouverture à la surface de la langue se produit ou qu'un nouveau flux de lave éventre la croûte déjà refroidie, des protubérances se créent en quelques secondes (Moore *et al.*, 1973), semblables à des coussins de lave.

e) Les chenaux de lave sous-marins

Lorsque le débit de lave est encore plus important, des chenaux de lave sous-marins (*channelized lava stream*) peuvent se constituer. On parle également de coulées de lave laminaires (*sheet flows*) en raison de la nature de l'écoulement (Batiza et White, 2000). Un point d'émission fixe et durable et une forte pente facilitent la canalisation. Les chenaux de lave sous-marins se développent dans des coulées massives (Batiza et White, 2000). Les coulées de morphologie 'a'ā semblent particulièrement adaptée à l'écoulement laminaire sous-marin (*cf. infra*). Le delta de lave se développe alors vers le large par un chenal sous-marin, sans passer par le stade du « pied de lave ».

Ce type de coulée sous-marine a été observé pour la première fois sur les pentes du delta de lave à l'est de Kupapa'u Point en 1989 (Tribble, 1991). La partie distale des chenaux de lave sous-marins, de morphologie pāhoehoe, n'a pas été observée, mais ils se poursuivaient sûrement au-delà de 100 m de profondeur. Le chenal était, par ailleurs, limité par des levées de deux mètres de haut (Kelly *et al.*, 1989). Grâce aux descriptions, généralement faites en surface, on peut supposer qu'un tel mode de genèse de delta de lave a également eu lieu à Hawaï en 1840 (Coan, 1882), en 1919 (Jaggard, 1919), en 1950 (Macdonald, 1954) et en 1969 (Moore *et al.*, 1973).

3. L'extension de la partie subaérienne du delta de lave

Au fur et à mesure du développement de la plate-forme sous-marine, et à la condition que le flux de lave se poursuive, la partie subaérienne du delta de lave s'étend latéralement et frontalement. Si le soubassement n'est pas suffisamment large, les coulées de lave se prolongent sous l'océan et nappent le talus sous-marin ou sont attaquées par le déferlement des vagues. La portion rigide en surface ne peut donc pas se construire sans son assise de

débris. Nous traiterons essentiellement des différentes phases de la construction d'un delta de lave pāhoehoe, à partir des exemples observés et de travaux antérieurs, mais nous nous intéresserons également à la spécificité des deltas de lave 'a'ā, que nous n'avons pu étudier.

a) La morphologie des coulées de lave sur le delta

La progradation du « pied de lave » s'effectue par des boursouflures, puis par des unités laviques plus volumineuses. Les coulées se présentent alors sous la forme de rivières de lave (photo 5), au réseau parfois anastomosé, ou de « coulées gonflantes » (*inflated flows*), la pression de la lave sous-jacente provoquant dans ce cas l'inflation de la croûte solide (Hon *et al.*, 1994). Ce gonflement, qui dure plusieurs heures, peut permettre aux unités laviques d'atteindre jusqu'à 6 mètres de haut (Kjargaard *et al.*, 2002). L'ensemble construit petit à petit un delta, le plus souvent en forme de banquette, en contrebas de l'ancienne falaise, qui s'épaissit et s'élargit au gré de la divagation des coulées en surface (figure 19b).

La morphologie des coulées pāhoehoe sur les deltas de lave hawaïens est de tout type : lisse, drapée, cordée, en dalles basculées (*slab lava*), avec une croûte « en peau d'éléphant », avec des digitations ou des orteils de lave (*toes*),... La lave s'étendant latéralement, elle peut, par ailleurs, se fractionner en dalles ou s'affaisser lorsqu'elle bute contre la falaise (cas à l'ouest du delta de Wilipe'a Est en 1995, *cf.* figure 61). De plus, la pression hydrostatique provoquée par le passage du magma dans les tubes de lave entraîne régulièrement la formation de tumuli d'un ou de deux mètres de commandement sur la surface du delta (*cf.* photo 5). Les coulées pāhoehoe peuvent aussi se transformer en coulées 'a'ā à la faveur de ruptures de pente, comme en décembre 1999 lors du franchissement de la falaise de Highcastle.

b) La progradation du delta de lave

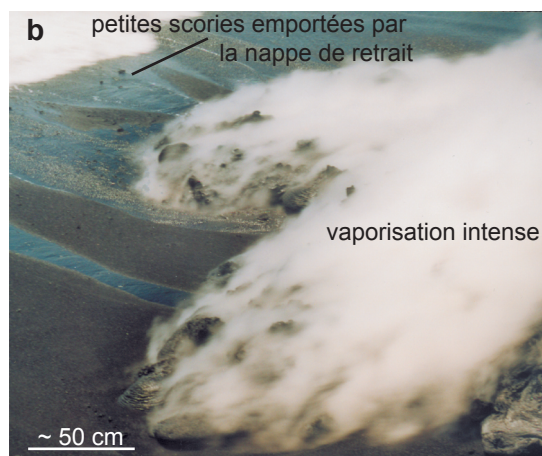
Chaque delta de lave possède son mode d'extension propre. Cependant, l'observation des nombreux deltas historiques du littoral hawaïen a permis de reconnaître certains traits communs. Lorsque les différents filets subaériens de lave se rejoignent sur le delta, ils forment une seule coulée plus large (*cf.* photo 5), comme ce fut observé dès 1971 sur la banquette de Kealakomo (Moore *et al.*, 1973). Le débit de lave arrivant à la mer étant plus élevé, la progradation du delta sera plus rapide et les réactions hydromagmatiques plus intenses, pouvant même provoquer l'effondrement partiel ou total du delta de lave (*cf. infra*). Ce mode de genèse a été mis en évidence sur plusieurs deltas de lave préhistoriques de la côte sud du Kīlauea (Moore *et al.*, 1973). Le flux de lave se concentrant en un point, il arrive que le delta progresse vers le large sous la forme d'un promontoire (photo 6).



Photo 5 : Rivière de lave sur le delta de Highcastle Ouest avec banquette de construction en avant de celui-ci (28 septembre 2002)



Photo 6 : Progression du delta de Kupapa'u Est le long d'un promontoire avec ouverture soudaine d'une brèche au débouché d'un tube de lave (23 mai 2001)



Photos 7 : Langue de lave progressant sur le sable avant et après le déferlement d'une vague à Wilipe'a (20 septembre 2002)

Lorsque le champ de lave est suffisamment mature, l'épanchement peut devenir sous-terrain, au sein de tubes de lave internes au delta (figure 19c), d'un diamètre métrique à pluri-métrique (Hon *et al.*, 1993 ; Mattox, 1993 ; Roggenthen, 1994 ; Mattox et Mangan, 1997). Ils prolongent le système de tubes provenant de l'évent, une dizaine de kilomètres en amont. Lorsqu'un blocage suffisamment long se produit en amont à l'intérieur d'un tube, la lave est expulsée en surface (*breakout*), provoquant la bifurcation du tube de lave (Hon *et al.*, 1993). Progressivement, la création de plusieurs embranchements dans le système de tubes engendre l'élargissement du delta par divers points d'entrée de la lave dans l'océan. Les fourches dans le système de tubes sont également fréquentes sur le delta même (Kauahikaua *et al.*, 1993). Les tubes de lave peuvent enfin se rassembler en un seul, plus large, une fois que la progradation ralentit, comme à Kamoamoa en 1992/1993 (Mattox, 1993). Le drainage des tubes de lave peut provoquer l'affaissement du delta, comme ce fut le cas pour celui construit par la coulée de Ka'apuna en 1950, au sud de Kona. Le delta de lave s'est affaissé dans sa partie centrale, à la fin d'un épisode de flux intense (*surge*), individualisant de hauts remparts sur la bordure du delta (Finch et Macdonald, 1953).

La partie subaérienne du delta de lave stoppe sa progression lorsque l'alimentation en lave est inférieure en intensité aux dynamiques de recul. Le flux de lave devient ensuite insuffisant pour atteindre la mer, en raison de l'éloignement de la bouche éruptive. Un blocage des tubes de lave est également possible, comme quelques jours après le séisme du 26 avril 1973, d'une magnitude de 6,2, qui provoqua l'interruption du fluage dans l'océan, sur le delta de lave à l'ouest de 'Āpua Point (Tilling, 1977).

Les épisodes éruptifs successifs, parfois séparés d'une année (Hon *et al.*, 1993), provoquent l'épaississement du delta de lave, par la superposition de plusieurs unités laviques qui peuvent recouvrir totalement les draperies de la falaise morte, jusqu'à faire disparaître l'escarpement (figure 19d). De nouvelles banquettes peuvent aussi être construites en marge du delta, lui donnant un profil en escalier (figure 19e). Entre ces phases d'accrétion, le delta connaît des périodes de recul.

c) Modalités d'entrée de la lave dans l'océan

Il y a souvent plusieurs points d'arrivée de la lave sur la falaise, formant plusieurs sites d'entrée dans l'océan.

Lorsque la coulée de lave est subaérienne, elle nappe le front du delta, et progresse parfois sur la plage, repoussant le sable sur son front (photos 7, figure 18d). Les langues de lave peuvent aussi napper des blocs ou des galets qui se trouvaient initialement en avant de la falaise, les confinant contre l'escarpement ou les incorporant. A chaque déferlement, l'eau de mer projetée refroidit le delta, formant une croûte noire, temporaire et plastique, sur la lave incandescente et déposant des sédiments. La durée entre deux vagues doit être

suffisamment longue pour que l'avancée ait le temps de se solidifier par sa base et de se sceller, pour ne pas être détruite par le choc du déferlement.

La vaporisation est importante, même après le retrait de la nappe d'eau (*cf.* photos 2 et 7b). L'eau retenue dans les légères dépressions de la coulée s'évapore progressivement après ébullition, laissant parfois sur place une croûte de sels. Des dépôts provenant du dégazage ou des réactions hydromagmatiques peuvent également blanchir la partie distale du delta, comme nous l'avons observé à Kupapa'u Est en 2001 (*cf.* photo 6) et à Wilipe'a en 2002.

Si l'écoulement de la lave sous-jacente est rapide et continu, il craquelle la croûte en morceaux atteignant parfois 50 cm. Ces blocs, aux angles souvent aigus, sont évacués par la nappe de retrait ou lors d'un nouveau jet de rive. Il est possible qu'ils servent de support à la coulée, qui s'y s'adosse ensuite pour gagner du terrain (figure 18e). Nous avons ainsi observé à plusieurs reprises en mai 2001 la formation d'un petit cône en avant du delta de Kupapa'u Est servant de point d'appui à sa progradation (Marie, 2002a).

Au contraire, si le débit est moins important, la croûte superficielle se fige jusqu'à ce que la pression hydrostatique du fluide en fusion ouvre une brèche. Un nouveau lobe se construit qui, à son tour, sera refroidi par une nouvelle vague, avec généralement peu d'explosion (Peterson, 1972). Le choc d'une vague puissante peut également briser une partie du front du delta, notamment au niveau de lignes de faiblesse, mettant à nu une grande quantité de matériel en fusion (*cf.* photo 6). A cette occasion, de plus fortes explosions hydromagmatiques peuvent se produire, comme nous avons pu le constater à Kupapa'u Est au printemps 2001.

Au débouché des tubes de lave, la solidification de la coulée par les déferlements peut entraîner le blocage du flux qui est alors éjecté en surface (*breakout*, *cf.* figure 18f). Lorsque la sortie du tube s'effectue directement sur la falaise vive (figure 18g) ou lorsqu'une fine brèche s'ouvre sur une coulée en partie figée (figure 18h), un filet de lave, de un à plusieurs décimètres de diamètres, cascade dans la mer. En fonction de l'intensité du flux, le jet est projeté plus ou moins loin de la falaise. Parfois, il coule simplement le long de celle-ci, favorisant sa progradation. Le jet est souvent continu, mais il arrive que les paquets de mer bouchent l'ouverture en refroidissant la lave pendant quelques dizaines de secondes, comme nous l'avons observé à Kupapa'u Est. Le filet ne dégage généralement que très peu de vapeur lorsqu'il tombe sur la plage de sédiments saturés en eau ou directement dans l'océan (photo 8), comme cela avait déjà été remarqué auparavant (Macdonald, 1954 ; Moore *et al.*, 1973). L'entrée rapide de la lave dans l'eau de mer limite, en effet, les interactions hydromagmatiques. La lave qui tombe sur la plage se transforme en galettes, qui seront reprises par la nappe de retrait et incorporées aux autres débris.

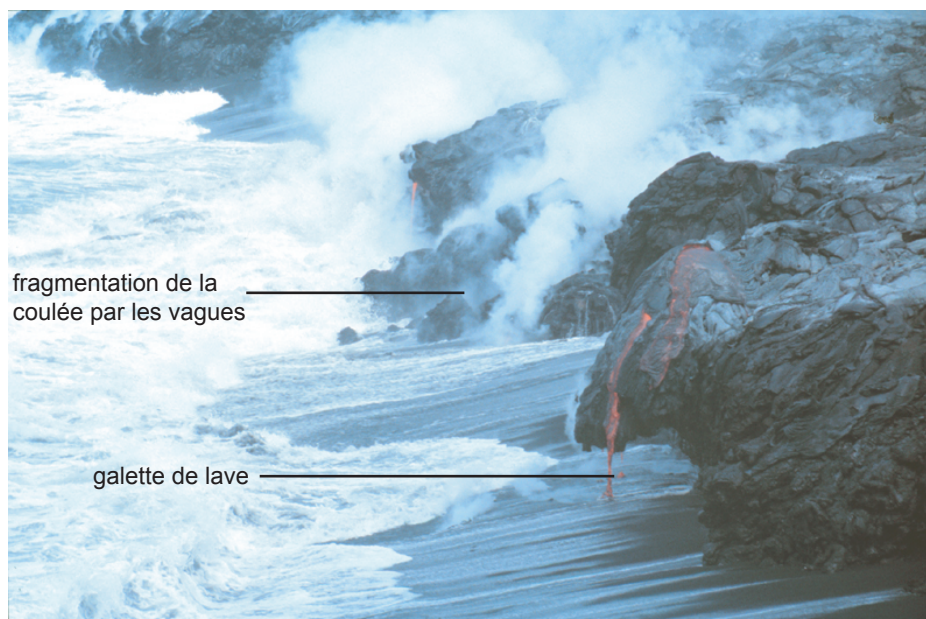


Photo 8 : Front du delta de Kupapa'u Est avec encoche basale et coulée de lave subaérienne tombant en filet sur la plage (16 mai 2001)

Ce mode de contact est très commun sur les deltas de lave en formation que nous avons observés à Waha'ula, Kupapa'u Est ou Wilipe'a. Lors de la genèse du delta de Kealakomo en 1971, J.G. Moore *et al.* (1973) ont signalé que les filets de laves construisaient en marge du delta un léger cap, avant de se déplacer et remplir une échancrure du delta. Nous avons également remarqué une tendance à la régularisation du trait de côte, la lave comblant les indentations du tracé au fur et à mesure de la construction du delta, donnant à celui-ci une forme le plus souvent arquée (Marie, 2002a).

d) Les changements provoqués sur l'eau de mer

Lorsque la lave entre dans l'océan, elle modifie les propriétés physico-chimiques de l'eau de mer. Une auréole se développe autour du ou des points d'entrée. Pour les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, elle est large d'un kilomètre au plus le long du trait de côte et peut s'étendre sur plus d'un kilomètre vers le large (Sansone *et al.*, 1991), en fonction des courants côtiers et de la dérive littorale. Ainsi, en 1950, l'auréole générée par la coulée de Ka'apuna (Mauna Loa) se déployait sur près de deux kilomètres autour du delta de lave (Macdonald, 1954).

L'auréole prend une teinte verdâtre, et marron clair dans la partie la plus chaude (Jaggard, 1926 ; Hawaiian Volcano Observatory, 2000b). L'eau chaude se concentre sur une fine couche de 1 à 2 m d'épaisseur à la surface de l'océan (Moore *et al.*, 1973). Des mesures effectuées par bateau avec une résistance thermique à proximité d'un point

d'entrée de lave ont montré une température de surface de l'eau de mer allant jusqu'à 46 °C, à proximité de Kupapa'u Point en 1989 (Sansone *et al.*, 1991), soit des températures analogues à celles de 45 °C mesurées par J.G. Moore *et al.* (1973) à Kealakomo. Une mesure effectuée à l'aide d'un radiomètre infrarouge a même atteint 69 °C en 1998 (Hawaiian Volcano Observatory, 2000b). L'évaporation engendre un milieu enrichi dans les éléments majeurs se trouvant habituellement dans l'eau de mer (Resing et Sansone, 2002).

e) L'action des vagues sur le front du delta en progradation

L'action marine entaille en permanence la marge en progradation du delta en falaise (Peterson, 1972), façonnant parfois une encoche basale (*cf.* photo 8). La falaise des fronts deltaïques que nous avons pu observer lors de leur genèse était haute de 0,5 à 5 m environ. Les falaises des deltas de lave plus anciens construits par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha sont généralement plus hautes (une dizaine de mètres pour le grand delta de Kamoamo). L'escarpement peut être beaucoup plus important pour des deltas issus d'autres éruptions. Ainsi, en 1950, pour la coulée de Ka'apuna (Mauna Loa), la falaise mesurait moins de 50 pieds de haut, soit moins de 15 m (Finch et Macdonald, 1953). Tout dépend en fait de l'épaisseur des coulées superposées sur le delta et de la pente de celui-ci.

Le refroidissement des coulées lors de leur contact avec la mer peut également entraîner un changement de direction du fluage, comme ce fut observé à deux reprises lors de l'éruption de Kapoho en 1960, au nord de la lagune d'Ipōho le 15 janvier, puis dans la baie de Waiakaea le 2 février (Macdonald, 1962, 1974). Cette dérivation a provoqué l'extension du delta le long du trait de côte (figure 20). On peut supposer que l'angle d'incidence des houles entre en ligne de compte. A Kapoho, elles sont de secteur nord-est en raison des alizés. Le refroidissement préférentiel d'une marge du delta provoque le gel partiel de la coulée et favorise son extension là où la lave n'est pas refroidie. Ce phénomène peut intervenir uniquement lorsque le flux de lave est important (rivière de lave entrant dans l'océan).

4. Le cas des deltas de lave 'a'ā

L'arrivée d'une coulée de morphologie 'a'ā sur le littoral est souvent très explosive, même s'il existe des exceptions comme avec les coulées de 1950 au sud de Kona (Finch et Macdonald, 1953 ; Macdonald, 1954) et les coulées de 1955 au sud de Puna (Macdonald et Eaton, 1964). Les deltas de lave 'a'ā ont une forme généralement irrégulière, festonnée de promontoires correspondant à autant de langues de lave. Nous n'avons jamais observé pour notre part de delta de lave 'a'ā en construction, mais les formes peuvent être comprises grâce à la dynamique spécifique aux coulées 'a'ā, bien étudiée notamment à Hawaï

(Macdonald, 1953 ; Wentworth et Macdonald, 1953 ; Macdonald, 1972 ; Kieffer, 1979 ; Lipman et Banks, 1987 ; Kauahikaua et al., 2003).

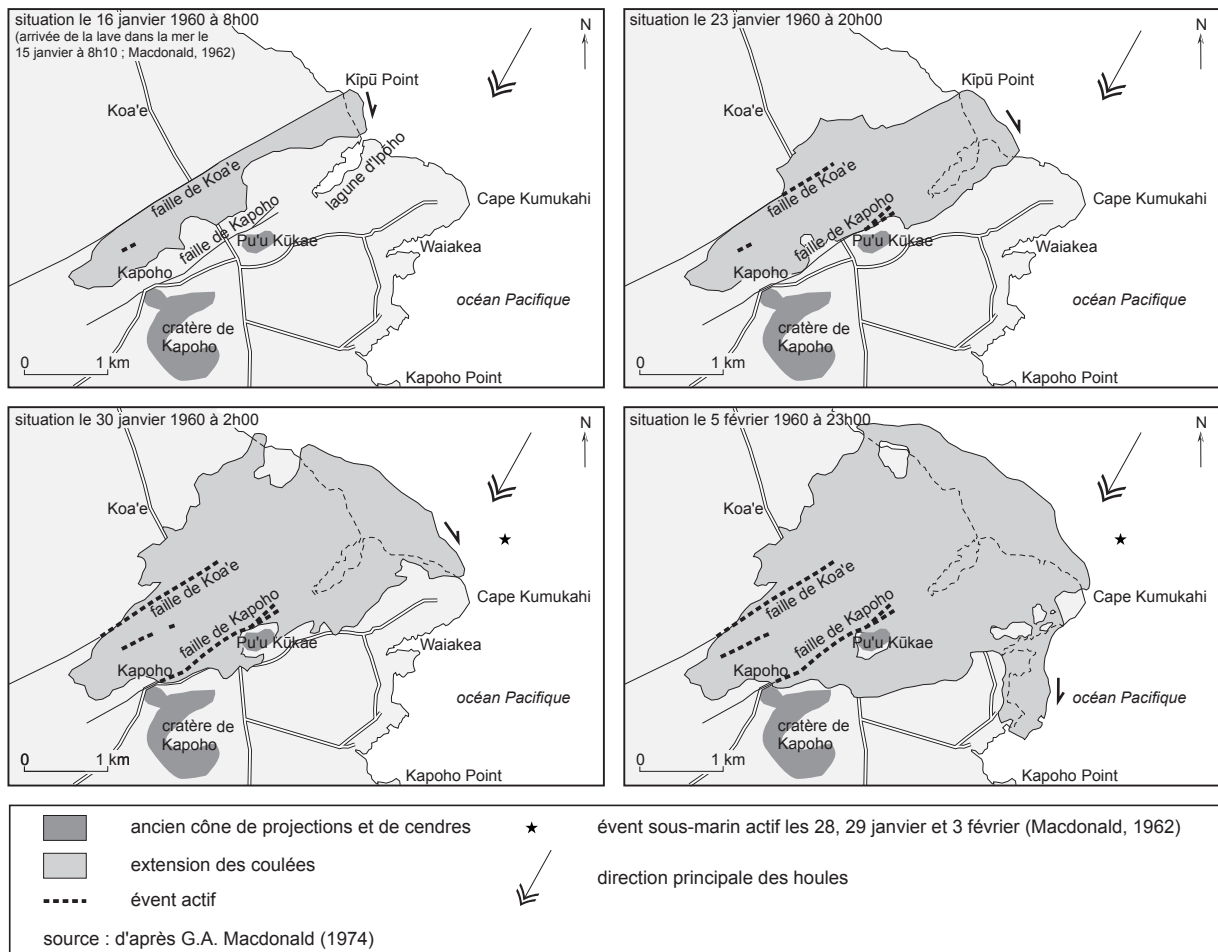


Figure 20 : Evolution des coulées de lave et du delta de lave lors de l'éruption de Kapoho en 1960

La surface des coulées 'a'ā, fragmentée en scories décimétriques à pluri-décimétriques appelées gratons (*clinkers*), favorise le mélange entre le magma et l'eau, source d'explosions hydromagmatiques. La coulée, relativement visqueuse, avance sur elle-même, à la façon d'un char muni de chenilles. Les brèches supérieures tombent du front de progression et sont incorporées aux brèches basales au fur et à mesure de l'avancée de la coulée. La partie centrale de l'unité lavique, compacte et fluide, impulse le mouvement, jusqu'à ce qu'elle soit figée par sa rencontre avec l'océan. La coulée 'a'ā de Ālika de 1919 tombait, par exemple, dans la mer en s'effritant ("crumbled"), formant un talus de gratons à son pied (Jaggar, 1919).

Lors de sa progression, des montées de lave massive peuvent percer la couche de gratons et atteindre la surface. Leur formation est favorisée par la présence, au sein de la coulée, de lignes de faiblesse entre deux unités de vitesse différente, dans lesquelles s'injecte la lave. Ces épines de lave (*spines*) sont parallèles au sens d'écoulement et

donnent de grandes arêtes qui, une fois dégagées de leur gangue de scories, donnent aux deltas de lave 'a'ā un modelé caractéristique. Ainsi, la genèse de crêtes en forme d'ailerons a été observée sur le delta construit par la coulée 'a'ā ayant atteint l'océan le 25 juin 1969, à proximité de Āpua Point (Moore *et al.*, 1973). Les boules de lave formées par agglomération de gratons et de lave (*accretionary lava ball* ou *bombes en roulement*), d'un diamètre parfois supérieur au mètre, sont également fréquentes sur les deltas de lave 'a'ā, soudées à la partie massive de la coulée.

La juxtaposition de plusieurs unités laviques entraîne le plus souvent la création d'un ou plusieurs chenaux d'écoulement, particulièrement quand les pentes sont importantes, comme ce fut le cas sur la côte sud de Kona pour les coulées ayant atteint l'océan en 1919, 1926 et 1950. La largeur et l'épaisseur du chenal, qui s'accroissent et peuvent atteindre respectivement jusqu'à quelques dizaines de mètres et quelques mètres, dépendent du débit, de la viscosité et de l'épaisseur des coulées, ainsi que de la pente. La lave s'écoule rapidement, sans gratons en surface, ces derniers restant bornés aux moraines latérales. La lave fluide centrale construit souvent en bordure du chenal des levées. Un plafond peut parfois se constituer sur ces chenaux par refroidissement de la partie superficielle de la coulée, formant des tubes de lave, beaucoup moins fréquents que ceux des coulées pāhoehoe.

En arrivant sur le rivage, le chenal d'écoulement se prolonge le plus souvent sous l'océan, formant des chenaux de lave sous-marins, comme l'ont montré des plongées sous-marines en contrebas des coulées de 1919 (Tribble, 1991) et de 1969 (Moore *et al.*, 1973).

C. La destruction rapide des deltas de lave actifs

Parallèlement à cette extension du delta de lave, des processus liés à la mobilité du soubassement, à l'explosivité des réactions hydromagmatiques et à l'attaque des agents marins peuvent détruire, partiellement ou totalement, cette forme de progradation. Le recul du trait de côte s'effectue de façon rapide et saccadée, essentiellement lors d'événements paroxysmaux et soudains. Il s'agit d'effondrements, partiels ou intégraux, du delta de lave, qui s'expliquent principalement par des mouvements de masse sur le talus instable de débris. De très fortes explosions hydromagmatiques, résultant d'ailleurs souvent de ces effondrements, participent également à la destruction du delta de lave. Nous n'avons observé que très peu de ces épisodes extrêmes. L'explication des mécanismes se fera donc en grande partie à partir de travaux antérieurs. Une étude sur dix-neuf effondrements a néanmoins été menée (sous-section 2.). L'érosion marine n'a été considérée que dans le

cadre de cette étude comparative. Les processus seront détaillés plus avant dans cette thèse car ils n'agissent pas spécifiquement sur les deltas de lave actifs et restent négligeables au regard des événements paroxysmaux, contrairement à ce qui se passe une fois la fin de l'alimentation en lave (*cf.* Chapitre III. Section C.). Cette section nous servira de point d'appui pour l'analyse de la morphodynamique des deltas de lave inactifs, qui sera traitée au cours des deux prochains chapitres.

1. L'effondrement des deltas de lave

Les dynamiques d'effondrement des deltas de lave ne sont connues que depuis peu, car ces mouvements n'avaient jamais été observés avant les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha (Kauahikaua *et al.*, 2003). Ils ne peuvent se comprendre sans s'intéresser à la base de débris sur laquelle se trouvent les nappes de coulées subaériennes. Les mouvements sous-marins sont difficiles à appréhender et les connaissances que nous avons de l'effondrement des deltas de lave restent donc en grande partie hypothétiques.

a) La lente subsidence des deltas de lave

Le delta de lave repose sur un talus de sédiments hétérogènes et mal triés, constitué en majorité de débris pyroclastiques. Alors même que le delta continue à s'étendre et à s'épaissir, le poids des coulées de lave provoque le tassement de ces sédiments (*cf.* figure 19) de plusieurs centimètres par mois (Kauahikaua *et al.*, 1993 ; Marie *et al.*, 2003). Ce mouvement se poursuit lorsque le delta n'est plus actif, comme nous le montrerons avec notre étude sur les deltas de lave récemment éteints du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha.

La subsidence s'accroît généralement en direction du large en raison de l'épaisseur plus importante des coulées, de la plus forte instabilité du soubassement en raison de la déclivité de la pente sous-marine (*cf. infra*), et de l'action des vagues. Ceci fut par exemple observé en mars 2003 sur la banquette de Highcastle Ouest, avec un affaissement en marge de plus de 20 cm en 25 jours (Marie *et al.*, 2003). Cela occasionne une légère pente sur les deltas de lave, de quelques degrés sur les deltas du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha (0,4 à 2,3° par exemple sur celui de Kamoamo, Kauahikaua *et al.*, 1993). Sur d'autres deltas de lave, la pente peut être beaucoup plus importante. Ainsi, sur l'île mexicaine de San Benedicto (archipel des Revillagigedo, sud de la Baja California), la pente initiale du grand delta de lave construit en décembre 1952 par le volcan Bárcena était de 14°. Trois mois après, à la fin de l'alimentation en lave, la pente variait entre 28° dans la partie distale et 40° dans la partie proximale (Richards, 1966).

Le comportement des banquettes actives peut être néanmoins très divers et reste donc imprédictible. Ainsi, la banquette de Wilipe'a, construite entre fin 2002 et janvier 2003, n'a connu qu'un léger affaissement, désordonné, le plus souvent inférieur à 12 cm en 154 jours. Ces différences pourraient s'expliquer par l'angle de la pente sous-marine et la proportion de coulées de lave dans le talus de débris (Marie *et al.*, 2003). Dans le même temps, le delta de lave subit aussi un léger déplacement vers l'aval, lié aux forces compressives du tube de lave principal, compris entre 1 et 2 mm par jour et sans accélération pour le delta de Lae'apuki (Halsor et Denlinger, 1995).

b) Les mouvements de masse sous-marins

La subsidence du delta sous le poids des coulées de lave compresse les sédiments et favorise donc leur remaniement en marge, sur le talus. Celui-ci est, par ailleurs, régulièrement ré-alimenté par les explosions hydromagmatiques, expliquant son avancée progressive le long de la plate-forme infralittorale et sa forte déclivité. A cette source de déstabilisation s'ajoute la pression provoquée par les tubes de lave qui traversent le cône de débris (Kauahikaua *et al.*, 1993). L'assise du delta est donc sujette à des mouvements de masse, éboulements, glissements ou avalanches de débris (*debris flow*).

Les processus exacts sont encore mal connus en raison de la difficulté d'analyse de la partie inférieure des deltas de lave. Ils sont cependant comparables aux dynamiques qui ont lieu au sein des deltas sédimentaires de type Gilbert (Skilling, 2002), mieux documentées (Postma, 1984 ; Postma *et al.*, 1988). Quelques rares observations directes ont néanmoins été réalisées lors de plongées sous-marines en avant des deltas de lave hawaïens. Un glissement de terrain sur plus de 50 m, qui engendra un courant marin descendant, fut notamment remarqué près de Kupapa'u Point (Tribble, 1991). Des relevés bathymétriques à Kamokuna en septembre 1999 ont, par ailleurs, montré la présence sur le talus de débris de canyons sous-marins peu encaissés (de l'ordre de 5 m), uniquement en droit de banquettes actives (Kauahikaua *et al.*, 2003). Il est possible qu'ils correspondent à des couloirs d'avalanches de débris (*debris flows*).

L'analyse de coupes dans d'anciens deltas de lave, construits dans des zones englacées et aujourd'hui émergés, ont également permis de mieux comprendre leur fonctionnement. Ainsi, les glissements gravitationnels sont évoqués par J.G. Jones et P.H.H. Nelson (1970) pour expliquer les discontinuités dans les nappes de débris des deltas de lave qu'ils ont observées. Ils notent qu'il y a souvent eu rotation, notamment dans le secteur de Laugarvatn en Islande. Les glissements en planche et gravitationnels sont également communs sur les coupes de deltas de lave émergés en Antarctique (Skilling, 2002). Dans ce dernier cas, les mouvements de masse, dans leur ensemble, concernent surtout les parties du cônes à graviers et cailloutis (20 à 64 mm de diamètre). Les surfaces de glissements gravitationnels sont elles plus communes dans les sédiments sableux ou graveleux

(inférieurs à 40 mm de diamètre). Des traces de reptation (*creeping*) y ont également été repérées.

I.P. Skilling (2002) recense un certain nombre d'éléments favorisant les mouvements de masse sur les pentes de débris des deltas de lave, expliquant qu'ils soient plus fréquents que sur les pentes de deltas sédimentaires. La haute température des débris pourrait initier la fluidification ou la liquéfaction des sédiments sableux, voire graveleux. Le nombre important de débris arrondis et la rareté des vacuoles dans la roche contribuent, par ailleurs, au déclenchement des mouvements car ils limitent les frictions. Le faible classement des sédiments, comme pour les deltas sédimentaires, est un autre facteur propice à leur mobilité. Les glissements peuvent aussi être engendrés par des blocs de lave s'enfonçant dans les sédiments, comme le montrent certains profils. Enfin, le taux de sédimentation joue probablement un grand rôle dans le déclenchement des mouvements de masse, comme l'atteste la présence de glissements rotationnels au contact de deux lobes. Leur élaboration serait donc favorisée par la présence de deux entrées actives de lave.

Le talus de débris est soumis, sans doute fréquemment, à des mouvements de masse pour rétablir son profil d'équilibre au fur et à mesure de son alimentation par de nouveaux débris hyaloclastiques ou de coulées sous-marines. Tous ces déplacements de matériaux ne sont pas susceptibles d'avoir des répercussions en surface, mais les plus importants ou ceux qui sont initiés en haut de pente provoquent l'effondrement de la partie subaérienne du delta. Nous tenterons de savoir ultérieurement si les mouvements sous-marins perdurent une fois le delta de lave inactif. Pour cela, une interprétation des mouvements mesurés en surface sera proposée en terme de mouvements sous-jacents (*cf.* Chapitre III.).

c) L'effondrement partiel ou total en surface

Les mouvements sous-marins au sein de la nappe de débris, sous la partie subaérienne du delta ou en avant de celui-ci, provoquent en surface un abaissement de la plate-forme de lave, total ou partiel. Il peut s'agir, en effet, d'une disparition complète du delta dans l'océan ou d'un simple affaissement ; le mouvement peut, par ailleurs, concerner l'ensemble du delta ou uniquement sa partie distale. Un autre phénomène, plus limité, intervient. Lorsque les tubes de lave subissent une rupture au niveau des fissures de distension qui s'ouvrent sur la partie rigide du delta, celles-ci se remplissent. La pression croissante exercée par la lave à leur niveau peut également déclencher cette dynamique d'abaissement (Kauahikaua *et al.*, 1993).

Pour décrire ce processus soudain et imprévisible (Mattox, 1993), les chercheurs anglo-saxons utilisent le terme ambigu de *collapse*, signifiant à la fois effondrement et écroulement. Bien que nous n'ayons jamais assisté à ce phénomène, le terme d'effondrement nous a paru le plus approprié (Marie, 2003). Il évoque une chute à partir

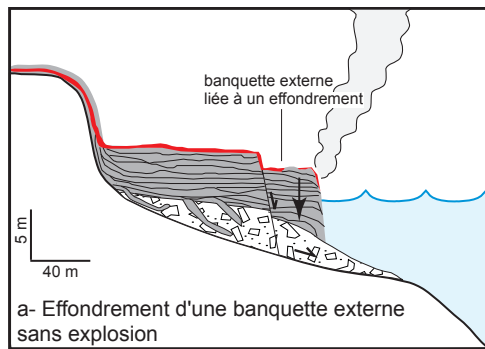
d'une surface horizontale en raison de la nature de son soubassement (en général une cavité) ou de la tectonique (fossé ou cratère d'effondrement). L'affaissement, de même nature, se produit à un rythme plus lent et reste souvent localisé. L'écroulement suppose, quant à lui, une chute de matériaux en grande masse à partir d'une surface verticale (Marre, 1998) et sans prolongement roulant (Hénaff *et al.*, 2002a). Par ailleurs, la dynamique de glissement associée à l'effondrement a lieu en profondeur.

L'effondrement de portions de delta est souvent délimité par des lignes de faiblesses présentes sur la partie rigide subaérienne. En raison de la lente subsidence du delta, de la pression exercée par la circulation de la lave au sein des tubes, et de légers mouvements de masse du soubassement, la surface du delta peut subir des déformations (Mattox et Mangan, 1997). Elles se marquent par l'apparition de fractures, surtout en marge du delta et parallèlement au trait de côte (Kauahikaua *et al.*, 1993). Ces cassures peuvent emprunter les diaclases et fentes de retrait créées lors du refroidissement de la lave. D'autres discontinuités existent sur le delta, comme l'escarpement interne des banquettes de construction (falaise morte) ou d'anciennes limites entre lobes de progression (*cf.* photo 3). C'est au niveau de ces lignes que se situent préférentiellement les effondrements en marge du delta, lorsqu'il y a rupture initiée par les mouvements de masse dans l'assise de débris.

Il arrive parfois que l'effondrement de la partie distale du delta ne soit pas total, le panneau de lave affaissé forme alors une banquette externe (figure 21a), limitée par un escarpement qui peut atteindre plusieurs mètres de dénivelé. Ces banquettes d'effondrement ne doivent pas être confondues avec les banquettes de construction (*cf.* figure 19e et photo 5). Sur le delta de Kamoamoa, les banquettes externes étaient souvent de forme elliptique, longues d'environ 200 m et larges d'environ 40 m (Mattox et Mangan, 1997). Ces gradins ne sont généralement qu'un stade transitoire avant l'effondrement intégral de la partie externe.

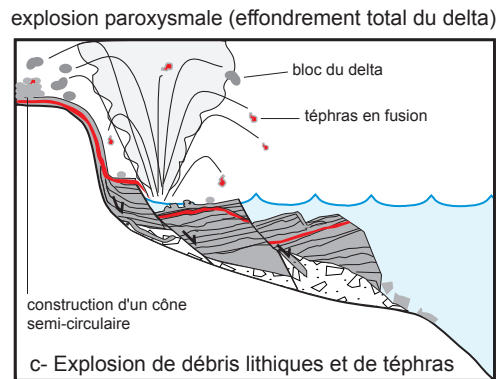
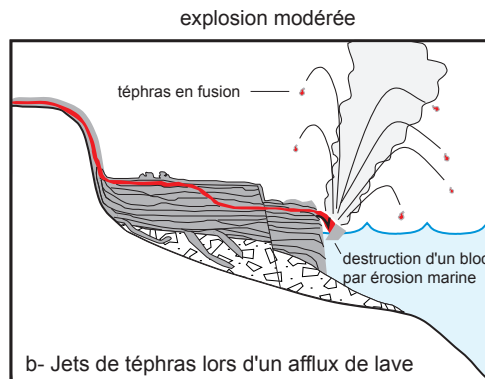
Le plus souvent, l'affaissement de la partie distale est, en effet, total. L'ensemble du delta peut même s'effondrer sur lui-même lors de conditions paroxysmales. Des tsunamis localisés se déclenchent alors projetant des débris loin à l'intérieur des terres, comme cela fut remarqué en juillet 1994 à Kamoamoa (Heliker *et al.*, 2000a). Le plus large effondrement rapporté à Hawaï impliquait une surface supérieure à 2 ha le 26 novembre 1993 (Mattox *et al.*, 1999).

Un delta de lave peut subir au cours de son histoire plusieurs séries d'effondrements. Ainsi, un delta instable a connu, par exemple, trente et un effondrements majeurs en quinze mois entre 1988 et 1989 (Hon *et al.*, 1993). Pour les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, l'instabilité des deltas de lave a été particulièrement importante en 1988-89 à proximité de Kupapa'u Point (Kelly *et al.*, 1989 ; Hon *et al.*, 1993 ; Mattox, 1993 ; Wright, 1994), en 1993-94 à Lae'apuki et Kamoamoa (Mattox et Mangan, 1997 ; Mattox *et al.*, 1999 ; Heliker *et al.*, 2000a), et en 1996 à Lae'apuki, Kamoamoa et Kamokuna (Heliker *et al.*, 2000c).



d'après T.N. MATTOX et M.T. MANGAN (1997) et site internet du H.V.O. (<http://www.hvo.usgs.gov>)

environnement ouvert



environnement confiné (effondrement partiel du delta)

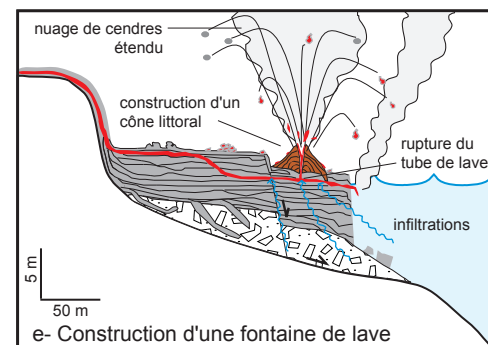
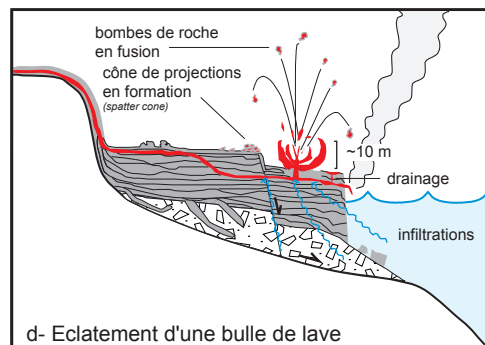


Figure 21 : Modalités de destruction des deltas de lave par effondrement et explosions paroxysmales

Après l'effondrement, la pente-sous-marine est totalement remodelée, avec des mégablocs issus des nappes de coulées subaériennes (Skilling, 2002). Lors de l'effondrement majeur d'une banquette de 8 ha le 8 mars 1999 à Kamokuna, la pente sous-marine a, par exemple, été remaniée sur 10 ha (Kauahikaua *et al.*, 2003). Six mois après, en septembre 1999, l'accumulation sédimentaire avait été reconstituée grâce à l'apport de hyaloclastites issues de la construction de nouvelles banquettes. Si l'alimentation en lave est suffisamment importante et continue, le delta continuera à s'étendre sur cette nouvelle assise, jusqu'aux prochains effondrements. Entre les éruptions majeures, la pente sous-marine se stabilise progressivement, permettant la construction de larges deltas lors des éruptions suivantes d'importance (Kauahikaua *et al.*, 2003).

Tous les deltas de lave ne semblent néanmoins pas être sujets aux effondrements (même si l'observation ne peut être continue). Ainsi, aucun effondrement n'a été constaté pour la banquette de Kupapa'u Est en 2001 et ils ont été rares pour celle de Kamoamoa en 2001 (Heliker, 2002). Par ailleurs, aucun effondrement n'a jamais été répertorié sur un delta de lave 'a'ā, mais le processus est vraisemblable. La bathymétrie est en fait certainement un facteur déterminant dans l'occurrence de ces épisodes destructeurs.

d) Le rôle de la bathymétrie dans le déclenchement des effondrements et l'extension des deltas de lave

L'existence d'effondrements en marge des deltas de lave est à relier à l'instabilité du talus de débris, elle-même tributaire de la topographie sous-marine. Une pente sous-marine importante induit, en effet, une plus forte propension aux mouvements de masse. Lorsque le cône de débris se dépose sur l'accore, présentant ici un angle de 20 à 45° (Chadwick *et al.*, 1993a), la pente d'équilibre est difficile à s'établir si l'apport de sédiments n'est pas considérable, ce qui facilite les effondrements.

C'est la raison pour laquelle l'extension des deltas de lave dépend en grande partie de la topographie sous-marine pré-existante (Hon *et al.*, 1993 ; Marie *et al.*, 2003). Il y a, en réalité, un équilibre fragile qui se crée entre, d'une part, les dynamiques d'accrétion susceptibles de napper les fonds sous-marins de débris et de permettre l'allongement du delta, et, d'autre part, les mouvements de terrain sous-marins provoquant le recul de celui-ci. La largeur maximale atteinte par le delta s'expliquerait également en partie par le refroidissement généralisé de la partie distale du delta, qui, à force de s'étendre, ralentirait les coulées de lave par obstruction du tube (Hon *et al.*, 1993). De manière générale, les deltas de lave peuvent s'étendre sur le littoral hawaïen sur plus d'un kilomètre le long du trait de côte et sur plusieurs centaines de mètres vers le large (Moore *et al.*, 1973 ; Mattox, 1993). Dans la littérature, le delta de lave le plus étendu semble être celui qu'a construit entre août 1952 et mars 1953 le volcan Bárcena sur l'île de San Benedicto (Mexique), et qui mesure jusqu'à 658 m de largeur (Richards, 1966). La plaine littorale, large de 2,5 km au maximum, signalée par R. Battistini (1967 *in* Battistini, 1985) à la Grande Comore est constituée de la coalescence de plusieurs deltas de lave.

L'absence de plate-forme d'érosion marine sur une grande partie du littoral franchie par les coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, en raison de sa jeunesse, explique l'importance des effondrements en marge des deltas de lave. En revanche, dans les baies peu profondes, les coulées de lave forment de grands deltas (*cf. infra*, figure 30), comme à Kamoamoa (une centaine d'hectares), à Kaimū (une cinquantaine d'hectares), dans la baie à l'est de Kupapa'u Point (une dizaine d'hectares) ou, de façon moindre, dans l'anse entre Highcastle et Lae'apuki. La présence de hauts-fonds dans ces échancrures permet leur comblement, à condition que l'alimentation en lave ne se tarisse pas, puisque les mouvements de masse

sont plus limités. La progradation du delta de lave est sans doute également facilitée dans les baies en raison de l'exposition aux houles de plus faible énergie. Lorsque le cône de débris atteint le secteur plus pentu reliant la plate-forme d'érosion marine au plancher océanique, situé ici à environ 4 000 - 4 500 m sous l'océan, les effondrements sont plus nombreux et de plus grande ampleur, stoppant la progression du delta.

En conséquence, la vitesse de construction des deltas de lave, qui dépend du volume de magma arrivant à l'océan et de sa vitesse de destruction (Hon *et al.*, 1993), n'est pas continue. Elle a tendance à diminuer lorsque le delta atteint de plus grandes profondeurs (Mattox et Mangan, 1997).

2. Etude sur les effondrements entre 1992 et 1994 dans le secteur de Lae'apuki-Kamoamo

Nous avons mené une étude comparative afin de rechercher d'éventuelles corrélations entre la sismicité ou l'impact des houles et l'effondrement de banquettes de lave.

a) Les données retenues

Nous avons choisi de ne travailler que sur la période novembre 1992-juillet 1994 où les effondrements de banquettes ont été nombreux, lors de la genèse des deltas de Lae'apuki et Kamoamo. La liste des événements majeurs publiée dans l'article de T.N Mattox et M.T. Mangan (1997) étant incomplète, nous avons préféré utiliser en complément les données sources consignées dans les *Radio Logs* (archives audio) qui répertorient toutes les observations réalisées par les volcanologues du H.V.O. Dix-neuf effondrements ont été recensés (figure 22).

Ils ont été comparés avec les données sismiques recueillies par le H.V.O. entre le 24 novembre 1992 et le 27 juillet 1994. N'ont été retenus que les séismes ayant eu lieu dans les deux semaines précédant un effondrement et ceux ayant eu lieu un mois avant celui-ci, mais d'une magnitude modérée à élevée (magnitude supérieure à 3 sur l'échelle de Richter), soit 890 séismes en tout. Nous avons utilisé la magnitude de durée (*duration magnitude*), ou, lorsque celle-ci n'avait pas été mesurée, la magnitude locale (*amplitude magnitude*), suivant en cela le protocole établi par les sismologues du H.V.O. Les séismes ayant eu lieu dans les 24 heures précédant l'heure connue ou supposée de l'effondrement ont été examinés plus en détail.

Nous avons ensuite recherché parmi ces séismes ceux dont l'épicentre se trouvaient à proximité des lieux de l'effondrement (Lae'apuki-Kamoamo). Dix séismes, dont un dans

effondrement	année	mois	jour	détection *	période de l'effondrement (P)		nature des séismes pendant ou à proximité de cette période		nombre de séismes					type d'effondrement	site (LA = Lae'apuki K = Kamoamo)	séismes de mg >3 dans le mois [mg (nombre de jours avant l'effondrement ; tp=très proche des banquettes ; p=proche ; r=relativement proche ; s=superficiel ; pp=peu profond ; m=dans la mer)					
					début	fin	heure	mq	type	P	24 h	14 i.	P				24 h	14 i.			
											magtude < 3 + > 3		profondeur <1 km + 1.5 km				proximité banquettes <5+5.-15+15-20 (km)				
A	1992	11	24	Ov	10h30	21h30	20h23	1,1	D??	1+0	2+2	27+5	0+0	4+1	0+0+0	0+0+0	0+6+0	partiel	ouest K	3,0 (-1) / 3,6 (-1) / 3,1 (-10) / 3,8 (-17) / 3,2 (-19)	
B	1993	4	12	Do	?	<12h00	0h20	2,0	D?	1+0	3+1	41+5	0+0	0+0	2+5	0+1+0	0+1+0	0+6+2	partiel	LA	3,1 (-1) / 4,1 (-3, pp) / 3,4 (-10) / 3,0 (-10) / 3,1 (-14)
C	1993	4	17	S+On	9h39		9h39	2,5	R	1+0	7+0	41+2	1+0	1+0	3+5	1+0+0	1+0+2	1+5+5	total	LA	4,1 (-8, pp) / 3,4 (-14) / 3,0 (-15) / 3,1 (-19)
D	1993	4	19	S	21h43	21h45	21h43à44	1,8à1,9	R	3+0	5+0	52+2	3+0	3+1	6+6	3+0+0	3+0+0	4+5+5	partiel	LA	3,1 (-8) / 4,1 (-10pp) / 3,4 (-16) / 3,0 (-17) / 3,1 (-21)
E	1993	5	17	Dd	?	<16h00	----	1,1à2,7	D??	5+0	2+0	45+1	0+0	0+0	1+0	0+1+0	0+1+0	0+3+5	total ?	est K	3,2 (-9, p) / 4,0 (-17) / 3,0 (-20, s, tp, m) / 3,3 (-23) / 3,4 (-25)
F	1993	5	24	On?+S	9h30?						2+0	40+2		1+0	3+0		0+0+0	0+4+2	total ?	est K	4,6 (-2) / 3,5 (-4) / 3,2 (-16) / 4,0 (-25) / 3,0 (-27, s, tp) / 3,3 (-30, pp)
G	1993	5	28	Ov	9h45	11h15	10h12	1,2	D??	1+0	3+0	41+2	0+0	0+0	4+1	0+0+0	0+0+0	0+4+3	total	ouest K	4,6 (-6) / 3,5 (-8) / 3,2 (-20, p) / 4,0 (-29)
H	1993	7	3	Ov	12h00						1+0	47+0		0+0	0+6		0+0+0	0+2+2	total	est K	3,0 (-19) / 3,3 (-22) / 3,0 (-24) / 4,8 (-25)
I	1993	8	21	S?+Do	8h17		8h17	3,7	R ^{2ou} D??	0+1	5+1	66+6	1+0	1+0	2+9	0+1+0	0+1+0	0+9+3	total ?	ouest K	3,7 (0, s, p, m) / 3,2 (-4) / 3,2 (-5) / 3,5 (-5) / 4,1 (-9) / 4,5 (-9) / 3,2 (-30)
J	1993	8	23	Ov	20h00	22h00					38+0	96+6		0+0	1+8		0+0+1	0+8+5	partiel	ouest K	3,7 (-2, s, p, m) / 3,2 (-6) / 3,2 (-7) / 3,5 (-7) / 4,5 (-11) / 4,1 (-11)
K	1993	11	7	On	15h37						7+2	105+8		0+0	3+6		0+2+2	0+19+9	total	ouest K	3,9 (-1) / 3,1 (-1) / 3,6 (-7, p) / 3,0 (-9) / 3,2 (-12) / 3,9 (-12) / 3,4 (-13) / 4,0 (-14) / 3,2 (-21) / 3,5 (-24, pp) / 3,0 (-25) / 3,7 (-25) / 3,7 (-25) / 3,6 (-25) / 3,3 (-25) / 3,1 (-29, p)
L	1993	11	26	On+S	21h28?						6+0	70+0		0+0	1+5		0+0+0	0+9+8	total	LA ?	3,9 (-19) / 3,1 (-19) / 3,6 (-26, p) / 3,0 (-29)
M	1994	2	1	Do+S?	?		0h01	5,3	D	0+1	89+4	126+5	0+0	0+0	1+6	0+0+0	0+0+1	0+8+1	partiel	K	5,3 (0) / 3,3 (0) / 3,6 (0) / 3,1 (0) / 3,0 (-2) / 3,6 (-19, p) / 3,5 (-22, p)
N	1994	2	7	S+Do	20h25		20h56	1,7	D??	1+0	5+0	165+5	0+0	0+0	1+4	0+0+0	0+1+1	0+6+5	partiel	?	3,3 (-2, p) / 3,1 (-6) / 3,6 (-6) / 3,3 (-6) / 5,3 (-6)
O	1994	2	22	Ov	12h30	13h40					9+0	37+0		0+1	0+5		0+3+0	0+6+2	total	ouest K	3,3 (-17, p) / 3,1 (-21) / 3,6 (-21) / 3,3 (-21) / 5,3 (-21)
P	1994	3	2	On?	13h38		12h37	2,7	D?	1+0	5+0	31+1	0+0	0+1	0+2	0+1+0	0+1+0	0+8+2	total	K	3,6 (-5) / 3,3 (-25, p) / 5,3 (-29) / 3,3 (-29) / 3,6 (-29)
Q	1994	3	3/5	Ov+S	20h00	2h00	----	1,2à2,1	D??	6+0	2+0	37+1	0+0	0+0	0+2	0+0+0	0+0+0	0+8+2	total	ouest K	3,6 (-6) / 3,3 (-26, p) / 5,3 (-30) / 3,3 (-30) / 3,6 (-30)
R	1994	7	8	Ov	0h26						3+0	36+1	0+0	0+0	0+3		0+1+0	1+7+4	partiel	K	3,3 (-5, p)
S	1994	7	27	Ov	9h00	21h20	----	1,2à2,4	D??	2+0	6+1	38+2	0+0	0+0	1+4	0+1+0	0+2+1	2+7+3	partiel	K / LA	3,1 (-1) / 4,4 (-4)

* : Ov = observation visuelle par des volcanologues ; On = observation visuelle par des non scientifiques ; S = séisme résultant de l'effondrement ; D = séisme déclencheur de l'effondrement postérieur à l'événement ; Dd = déduction grâce à la présence de débris lithiques ; ? = événement incertain.

----- = plusieurs séismes dans la période peuvent être responsables ou conséquences de l'effondrement ; R = séisme résultant de l'effondrement ; D = séisme déclencheur de l'effondrement

Figure 22 : Liste des effondrements étudiés et sismicité entre novembre 1992 et juillet 1994

sources : H.V.O.

l'océan, étaient très proches (épicentre à moins de 5 km), 88, dont 12 dans l'océan, étaient proches (distance de 5 à 15 km) et 53, dont un dans l'océan, étaient relativement proches (distance de 15 à 20 km). La profondeur des foyers a également été prise en compte pour différencier les séismes superficiels (27 foyers à moins de 1 km de profondeur) et les séismes peu profonds (66 foyers entre 1 et 5 km de profondeur).

Pour les données météo-marines, nous avons utilisé la liste des événements climatiques extrêmes entre novembre 1992 et juillet 1994 relevés par le *National Climatic Data Center* dépendant du N.O.A.A. (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Trois tempêtes, un épisode de très fortes précipitations et deux périodes de fortes houles, en raison du passage au large d'un ouragan (*hurricane*), ont été répertoriés sur l'île d'Hawaï. Seuls les deux derniers épisodes se sont produits en même temps qu'un effondrement recensé. Nous avons également exploité, en complément de ces informations, la hauteur significative des houles, enregistrée toutes les heures par les deux bouées au large de la côte sud d'Hawaï (station 5102 au sud-ouest et 5104 au sud-est) du *National Data Buoy Center* (N.O.A.A.). La hauteur des vagues à la côte est, en effet, relativement proche de celle en haute mer en raison de la très faible réfraction des vagues sur le littoral, elle-même due à la forte pente sous-marine. Ainsi, les vagues de fin juillet 1993 avaient au large une hauteur de l'ordre de 3,5 à 5 m (*cf.* figure 23), et à la côte une hauteur proche, comprise entre 3,7 et 4,6 m lors du même épisode (*National Climatic Data Center*, N.O.A.A.). Les enregistrements de houle au large sont donc *a priori* des bons indicateurs des conditions d'agitation marine sur la côte. Habituellement, la hauteur significative des houles est de l'ordre de 2,5 m au large d'Hawaï, la plus haute vague relevée ayant atteint 10,6 m à la bouée sud-est. L'analyse des autres facteurs climatiques (températures, précipitations, vents, pressions) n'a donné aucun résultat. Il est pourtant possible qu'ils jouent un rôle minime en favorisant l'ouverture des fissures par hydroclastie ou thermoclastie, ou bien en modifiant les propriétés rhéologiques des sédiments sous-jacents par les infiltrations d'eau.

b) Relations entre les effondrements et la sismicité

Il est difficile de mettre en évidence une corrélation entre les effondrements et les séismes, car une secousse au moment d'un effondrement peut à la fois correspondre au choc responsable de la déstabilisation, et à l'écho de l'effondrement ou de fortes explosions hydromagmatiques résultantes. Il est certain, par exemple, que le séisme du 25 juin 1989, de magnitude 6,1, a provoqué l'effondrement majeur d'un delta de lave près de Kupapa'u Point (Kelly *et al.*, 1989), mais des marqueurs sismiques d'effondrements ont aussi été signalés dans les *Radio Logs* du H.V.O. que nous avons utilisés. W. Muller *et al.* (1994 -incert.-) ont également démontré, grâce à des expérimentations en laboratoire reproduisant des explosions hydromagmatiques semblables à celles se formant sur les deltas de lave, que l'onde provoquée était suffisante pour engendrer des signaux sismiques.

Certains effondrements de banquette sont simultanés avec un ou plusieurs séismes (figure 22). Leurs caractéristiques (séismes relativement importants, superficiels, relativement proches des banquettes et souvent dans l'océan) nous permettent d'affirmer qu'ils correspondent à l'onde provoquée par l'effondrement du delta. C'est le cas d'un séisme de magnitude 2,5 pour l'effondrement C et de trois séismes, d'une magnitude de 1,8 à 1,9, déclenchés à une minute d'intervalle, correspondant vraisemblablement à trois épisodes de l'effondrement D. Le séisme de magnitude 3,7, concomitant avec l'effondrement I, est probablement une conséquence plutôt qu'une cause, même si l'épicentre mesuré, qui est superficiel, se situe à quelques kilomètres des banquettes. Pour d'autres effondrements (F, L, N et Q), l'heure a été précisée en partie grâce à des enregistrements sismiques signalés dans les *Radio Logs*, mais non présents sur les données sismiques utilisées.

En outre, nous ne disposons pas pour tous les effondrements de l'heure exacte de l'épisode ou d'un pas de temps court, ce qui constitue une autre limite inhérente aux données disponibles. Lorsque l'intervalle est relativement long (événements A, B, E, Q et S), il correspond à la période durant laquelle l'activité explosive de la banquette a été intense ; il est alors impossible de connaître avec précision le moment exact de l'effondrement ou s'il a eu lieu en plusieurs phases. Les relations établies entre les effondrements et la sismicité sont dans ce cas moins précises.

Néanmoins, deux aspects ont pu être mis en évidence : l'impact d'un fort séisme et de la multiplication de secousses, même minimes. Dans les deux cas, le delta de lave peut être ébranlé, par une augmentation de l'instabilité du soubassement, le jeu d'anciennes fractures sur la nappe de coulées subaériennes, voire éventuellement l'ouverture de nouvelles fractures, pouvant provoquer parfois son effondrement. L'exemple de l'épisode M est caractéristique. Le fort séisme, suivi de ses nombreuses répliques, a provoqué la destruction partielle du delta de Kamoamo. Il est difficile de savoir si c'est l'intensité du séisme (magnitude de 5,3) ou la répétition des secousses (93 dans les 24 heures) qui est le facteur principal, mais le premier paramètre est probablement dominant.

D'autres effondrements s'expliquent vraisemblablement par le choc d'un séisme assez important. Quelques heures avant les épisodes B et P, un séisme relativement faible (respectivement de magnitude 2,0 et 2,7), mais proche (entre 5 et 15 km de distance), s'est ainsi produit. D'autres plus intenses avaient eu lieu quelques jours auparavant. Pour les événements A, G et S, la relation est plus hypothétique car la ou les secousses engendrées pendant la période de l'effondrement étaient éloignées et de plus faible magnitude. D'autres forts séismes ont peut-être fragilisé les deltas et provoqué les épisodes F, N, I, R, C et D, respectivement 2, 2, 4, 5, 8 et 8 jours après, mais la corrélation est encore moins nette. Pour les effondrements I et N, un séisme a également eu lieu pendant l'épisode. Il pourrait être éventuellement le déclencheur ; mais dans le premier cas, il est plus probable qu'il corresponde à l'échos de l'effondrement (*cf. supra*), et, dans le second cas, il faudrait que

l'heure du séisme, une demi-heure après celle supposée de l'effondrement, s'explique par une erreur d'appréciation de cette dernière.

Outre l'épisode M, la répétition de séismes de faible magnitude a certainement contribué à d'autres effondrements. Plus de cent secousses se sont ainsi produites dans les deux semaines précédant les événements J et K. Pour le premier, les séismes ont été particulièrement nombreux dans les 24 heures précédant l'effondrement (38), et pour le second, il y avait seize séismes de magnitude supérieure à 3, dont deux la veille de l'effondrement. Le nombre exceptionnel de secousses (170) dans les deux semaines avant l'événement N, dont nous avons déjà parlé, a aussi vraisemblablement joué un rôle. Le nombre moins important pour les épisodes I et L (de l'ordre de 70) rend la relation plus hypothétique, même si, dans le premier cas, qui a déjà été évoqué, six séismes avaient une magnitude supérieure à 3. D'autre part, il est possible que les effondrements O, E et Q s'expliquent en partie par la succession de secousses faibles dans les heures précédant l'événement, dont trois à proximité pour le premier, les deux autres épisodes ayant été couplés à un séisme plus fort quelques jours auparavant.

En résumé, la sismicité est seulement responsable avec certitude de l'effondrement M. Les présomptions sont relativement fortes pour quatre épisodes (J, K, N et P) et plus modérées pour deux autres (B et I). Il est également possible que la sismicité intervienne pour onze autres événements (L, O, Q, E, A, S, G, et de façon encore moins claire pour F, R, C et D), mais elle n'est certainement pas déterminante. Enfin, aucune corrélation n'a pu être établie entre la sismicité et l'effondrement H.

c) Relations entre les effondrements et les conditions météo-marines

De fortes conditions de houle fragilisent les deltas de lave par les coups de boutoir des vagues et provoquent des perturbations sur la partie haute de la pente sous-marine de débris. C'est pourquoi leur responsabilité dans l'effondrement des deltas n'est pas à négliger.

Les comparaisons établies à partir des données recueillies ne nous ont pas permis de corroborer cette supposition, car aucune relation nette ne se dégage. De plus, une houle importante ne se marque pas toujours par des effondrements, comme en témoigne la tempête des 3 et 4 février 1993, où aucun de ces événements n'a été recensé.

Lors de cinq effondrements (épisodes D, K, L, M et N), les conditions de houle étaient assez fortes, avec des valeurs comprises entre 3,5 et 4 m (figure 23). Mais aucun lien direct de causalité ne peut être établi, d'autant que, pour trois d'entre eux, la sismicité a certainement joué un rôle (événements K, M et N).

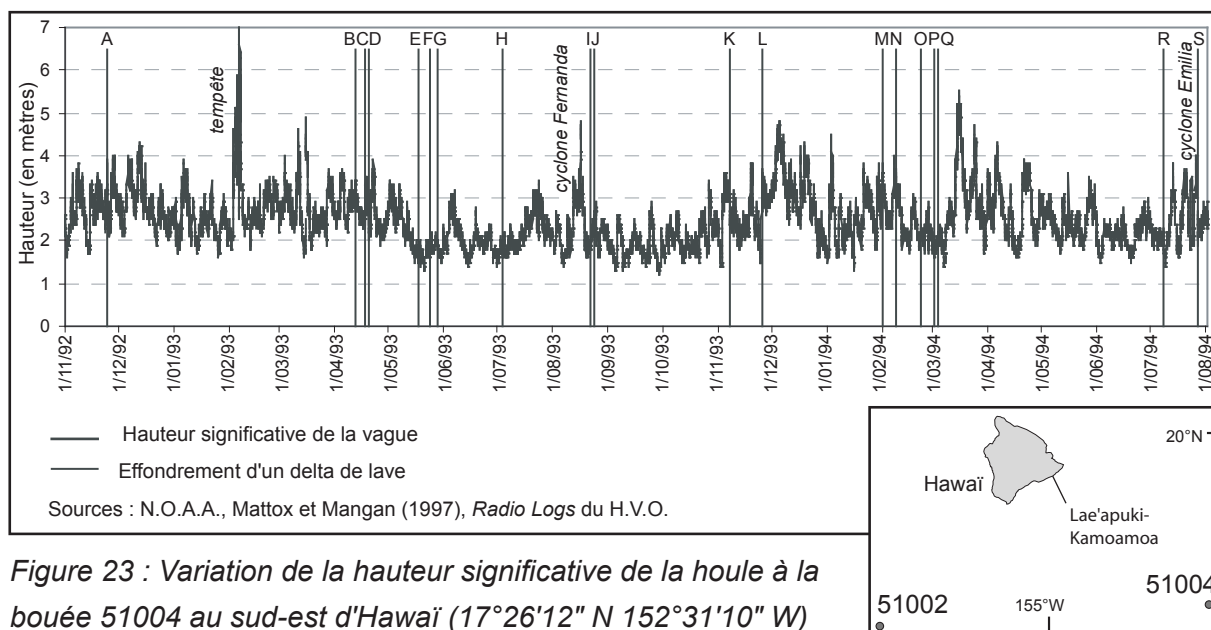


Figure 23 : Variation de la hauteur significative de la houle à la bouée 51004 au sud-est d'Hawaï (17°26'12" N 152°31'10" W)

Lors du passage de l'ouragan Fernanda les 16 et 17 août 1993, la hauteur des houles a atteint 4,8 m à la bouée sud-est et 4,3 m à la bouée sud-ouest. Deux effondrements ont eu lieu une semaine après, les 21 et 23 août (événements I et J). Le cyclone Emilia s'est approché de l'archipel les 21 et 22 juillet 1994, générant de fortes vagues de l'ordre de 4 à 5 m à la bouée sud-ouest, avec une pointe à 8,6 m, et des vagues de 3 à 4 m qui ont perduré jusqu'au 26 pour la bouée sud-est. Le 27 juillet avait lieu l'effondrement S. Dans les deux cas, l'éloignement des effondrements ne permet pas d'affirmer une relation, même si un impact a pu être possible.

3. Les explosions hydromagmatiques paroxysmales

Le contact entre la lave en fusion et l'eau de mer provoque des dégazages explosifs qui libèrent une quantité notable de débris pyroclastiques (sables et débris vitreux centimétriques). Lorsque la quantité de lave en rapport avec l'eau de mer est importante, les explosions hydromagmatiques participent à la destruction du delta, projetant des débris de plus grande taille, avec une plus grande portée et surtout avec une violence accrue. Les pyroclastes peuvent s'accumuler sur le delta de lave et construire des cônes littoraux. Ces conditions paroxysmales sont surtout réunies lors d'un effondrement partiel ou total du delta de lave et dans les heures qui suivent cet événement. Il convient de noter qu'un delta de lave, ébranlé par une succession d'explosions hydromagmatiques, peut aussi être amené à s'effondrer. Ces explosions paroxysmales sont néanmoins, pour la plupart, des conséquences et non des causes de l'effondrement.

La quasi-totalité des coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha ayant atteint l'océan étaient de morphologie pāhoehoe. Elles génèrent généralement des explosions moins fortes que les coulées 'a'ā, comme nous l'avons déjà fait remarquer, car il y a moins de vaporisation de l'eau en raison de la formation d'une croûte de manière presque continue, isolant le magma en fusion à l'intérieur. Pour que des explosions paroxysmales se produisent sur un delta de lave pāhoehoe, il faut donc un flux relativement important (environ 4 m³/s dans un tube d'un mètre de diamètre selon Mattox et Mangan, 1997) et un effondrement partiel ou total du delta, alors que ces conditions ne semblent pas nécessaires sur les deltas de lave 'a'ā.

Quatre grands types d'explosions paroxysmales ont été définis par T.N. Mattox et M.T. Mangan (1997) à partir d'observations effectuées essentiellement entre 1992 et 1994 sur le delta de Kamoamoa, mais aussi sur celui de Kupapa'u Point en 1988 et 1989. Elles distinguent les explosions réalisées en milieu ouvert (jets de tephres et explosions de débris lithiques), de celles réalisées dans un milieu confiné, à l'intérieur d'un tube de lave (fontaines de lave littorales et bulles de lave). L'échelle d'intensité explosive est la suivante :

explosions de débris lithiques > fontaines de lave littorales ≥ jets de tephres >> éclatement de bulles de lave (Mattox et Mangan, 1997).

a) Les explosions en milieu ouvert

Lorsque le contact entre une grande quantité de lave et d'eau s'effectue en milieu ouvert, sans entrave à la détente explosive, de puissantes réactions hydromagmatiques se produisent. Ces conditions sont réunies principalement lorsque l'ensemble ou une portion du delta s'effondre totalement. Deux types de projection ont été reconnus en fonction de la nature de l'éjecta (Mattox et Mangan, 1997).

1 - Les jets de tephres

Les jets de tephres (*tephra jets*) sont les explosions plus courantes. Les pyroclastes en fusion sont fins et sont projetés jusqu'à 40 m (Mattox et Mangan, 1997), de manière pulsative et avec une trajectoire en queue de coq (cypressoïde). L'activité est périodique et peut durer plusieurs jours, jusqu'à ce que le tube de lave se rebouche. Ce type d'explosion avait déjà été décrit lors d'éruptions plus anciennes (Jaggar, 1919, 1926 ; Macdonald et Eaton, 1964). Des explosions semblables se produisent, mais avec une intensité moindre, lors de l'ouverture d'une large brèche ou lors de la rupture d'un tube de lave en marge du delta, souvent suite à l'attaque des vagues (figure 21b et photo 9).

2 - Les explosions de débris lithiques

Les explosions de débris lithiques (*lithic blasts*), chauds mais solidifiés, correspondent à une phase plus explosive lors de l'effondrement du delta de lave, qui précède

généralement les jets de tephras. Elles sont relativement rares et sont souvent dirigées dans une direction (Mattox et Mangan, 1997). Les blocs proviennent à la fois du magma en fusion et de lambeaux de lave plus ancienne qui ont été arrachés sous la violence du choc explosif (figure 21c). Ils sont plus grossiers et peuvent se déposer jusqu'à 200 m du lieu de l'explosion (Mattox et Mangan, 1997).



Photo 9 : Jets de tephras en marge du delta de Kupapa'u Est (3 juin 2001)

b) Les explosions en milieu confiné

Lors de l'effondrement partiel du delta, avec formation d'une banquette, les tubes de lave sont soumis à des infiltrations d'eau de mer, voire à une submersion, comme ce fut le cas pour l'effondrement catastrophique du delta de Kamoamoa le 24 novembre 1992, qui provoqua la mort d'une personne (Mattox, 1993). L'énergie intense déployée par la houle, notamment au sud de l'île d'Hawaï soumise aux tempêtes hivernales du Pacifique sud, pourrait également fragiliser l'ensemble du delta au niveau des fractures, facilitant les infiltrations d'eau de mer.

Le confinement au niveau de la zone de mélange entre magma et eau provoque une augmentation de la dynamique de pression qui brise les parois des tubes de lave, projetant en surface le magma en fusion. La lave s'éjecte en fontaine ou s'accumule en un dôme, qui finit par éclater (Mattox et Mangan, 1997). La forme du conduit influence fortement la géométrie des interactions (White et Houghton, 2000).

1 - L'éclatement de bulles de lave

L'infiltration rapide d'eau de mer jusqu'au tube de lave, lors de l'effondrement partiel, génère des bulles de lave qui éclatent en surface (*lava bubble bursts*, cf. figure 21d). La vaporisation dans un environnement fermé provoque le soulèvement de la lave en surface, en une coupole cohérente en raison de ses propriétés viscoélastiques. Le dôme de lave

s'étend, jusqu'à atteindre parfois 10 m de diamètre (Mattox et Mangan, 1997), avant d'exploser de manière pulsative en dégageant relativement peu de vapeur. L'éclatement de bulles de lave reste une manifestation hydromagmatique relativement modérée, en comparaison des trois autres types d'explosion. L'activité se répète avec une périodicité de quelques secondes, de manière soutenue pendant plusieurs minutes, avant de s'estomper (Mattox et Mangan, 1997). Ce phénomène produit des lambeaux vitreux de lave (*limu o Pele*), débris généralement grossiers, et laisse sur place une mare de lave qui subit un drainage rapide.

Toutes les bulles de lave ne se forment pourtant pas lors de l'effondrement partiel d'une banquette de lave. Elles peuvent exploser hors du domaine littoral, comme cela a été constaté à Hawaï en 1950 sur une fissure éruptive du Mauna Loa (Macdonald, 1954) et peut-être en 1840 (Coan, 1882, où il n'est pas précisé s'il s'agit d'une forme continentale ou littorale). W. Muller *et al.* (1994 –incert.–) ont, par ailleurs, déjà observé ce type d'explosion à une vingtaine de mètres en arrière du trait de côte sur un delta non effondré. L'hypothèse d'une interaction entre la lave arrivant par le tube de lave et les dépôts sous-jacents humidifiés ou l'eau contenue dans ces sédiments, en raison de l'ouverture d'une fissure, a été émise. La fissure se serait ouverte à cause des tensions provoquées par l'attaque des vagues et la pression hydrostatique dans le tube de lave lors d'un afflux de matière. Nous avons observé, pour notre part, le 16 mai 2001 des bulles de lave d'environ 1 à 4 m de diamètre sur le front du delta de Kupapa'u Est (photo 10), sans aucun effondrement notable. Leur éclatement a été continu pendant environ deux minutes, avec une périodicité de trois secondes. Les explosions sont ensuite devenues plus irrégulières pendant deux autres minutes (retour toutes les 3 à 30 secondes). Elles se sont enfin faites plus sporadiques pendant dix minutes. Nous avons observé dans le même temps beaucoup d'explosions sous-marines. Pour expliquer cet épisode, on peut évoquer une lente subsidence du delta ayant déplacé le tube de lave dans un environnement saturé en eau. Il est également possible qu'une fissure se soit ouverte, provoquant l'infiltration d'eau de mer, peut-être avec un effondrement localisé que nous n'avons pas remarqué.



Photo 10 : Eclatement d'une bulle de lave en marge du delta de Kupapa'u Est (16 mai 2001)

Notez les différents promontoires correspondant à autant de tubes de lave.

2 - Les fontaines de lave littorales

Parfois, des fontaines littorales (*littoral lava fountains*) se forment aussi en milieu confiné, lorsqu'il y a rupture d'un tube de lave immergé, après ou pendant l'éclatement d'une bulle de lave (figure 21e). Ce type d'explosion demande la libération d'une plus forte énergie lors de la destruction de la partie supérieure du tube de lave, probablement en raison de l'alimentation en eau plus intense et continue (Mattox et Mangan, 1997). En effet, les fontaines littorales émanent d'un point plus profond dans la banquette que les bulles de lave et plus proche du trait de côte. Une modification de la forme du conduit pourrait également expliquer le changement de style éruptif, de la bulle de lave à la fontaine littorale, comme des expérimentations en laboratoire semblent le confirmer (Muller *et al.*, 1994 -incert.-). Les jets continus de lave en fusion peuvent dépasser les 100 mètres de hauteur (Mattox et Mangan, 1997) et forment un cône de projection au niveau de la bouche éruptive. Ils précèdent l'évacuation sous haute pression de vapeur d'eau lors de l'épuisement du flux de magma (Mattox, 1993).

c) La formation des cônes littoraux

Les éjectas issus des explosions hydromagmatiques paroxysmales s'accumulent sur le delta, et parfois en avant de celui-ci, pour former des monticules appelés cônes littoraux de tephres (*littoral cones*). L'activité doit être fixe et suffisamment intense ou continue (Moore et Ault, 1965). Lorsqu'il y a effondrement total de la banquette, le cône de tephres prend une forme semi-circulaire. En revanche, lorsque l'affaissement n'est que partiel, les pyroclastes s'accumulent en un véritable cône sur la banquette, avec éventuellement des éclaboussures de lave (*spatters*) à proximité, parfois sous la forme de buttes circulaires et soudées (Mattox, 1993).

De manière générale, la forme du cône dépend de la continuité du lieu d'émission et de la direction des vents (Fischer, 1968 ; Sheridan et Wohletz, 1983). En raison de leur rapide érosion par la mer, on a cependant souvent affaire à un cône tronqué, voire semi-circulaire (Mattox, 1993). Les cônes littoraux peuvent même être rapidement détruits par le travail des vagues (*cf.* Chapitre III. Section C.1.d.), comme celui de la banquette de Kamokuna, qui n'était plus visible en septembre 2002, moins de deux ans après sa formation. S'ils n'ont pas été détruits et que le delta s'est étendu, les cônes littoraux peuvent marquer d'anciennes lignes de rivage, comme cela a été signalé aux îles Galapagos (Dumont *et al.*, 2001).

La construction d'un cône littoral est extrêmement rapide (jusqu'à 8 m de haut en une journée, Mattox et Mangan, 1997), et peut durer plusieurs semaines. Une trentaine de cônes littoraux ont été répertoriés sur la carte géologique au 1/100 000 de l'île d'Hawaï (Wolfe et Morris, 1996), à proximité ou sur les côtes du Kīlauea et du Mauna Loa (figure 24).

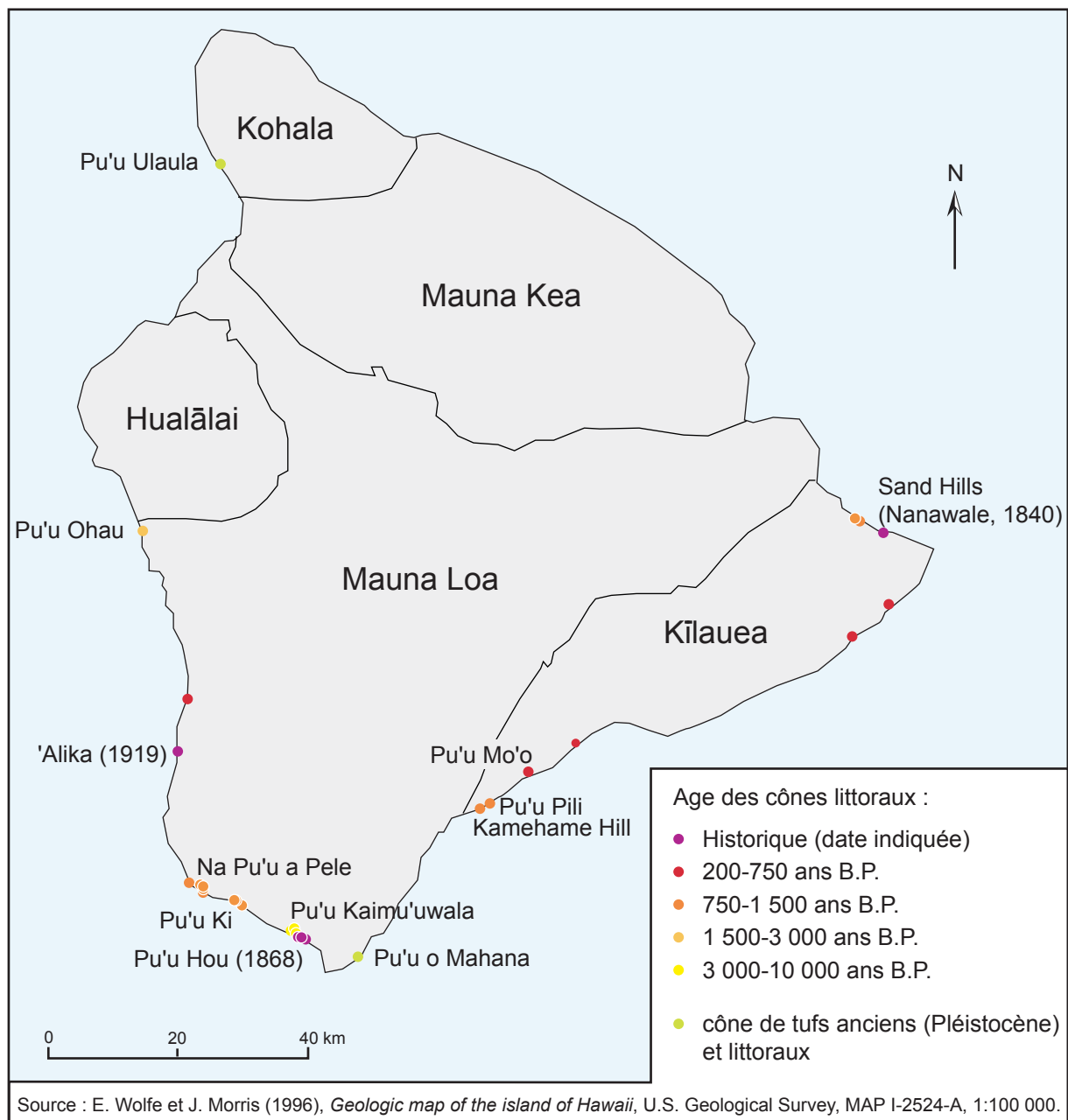


Figure 24 : Carte de localisation des cônes littoraux sur l'île d'Hawaï

Les coulées 'a'ā sont plus favorables aux explosions hydromagmatiques et donc à la constitution d'un cône littoral, d'autant plus qu'elles possèdent déjà des gratons (Moore et Ault, 1965 ; Fischer, 1968). Ainsi, les grands cônes de plus de 100 m de haut des Sand Hills à Nānāwale (1840), du Pu'u Hou (1868) et de 'Ālika Cone (1919) proviennent tous d'une coulée 'a'ā. Les cônes littoraux les plus récents ont été créés par des coulées pahoehoe. Ils ont une taille et une durée de vie plus restreintes que les cônes des coulées 'a'ā. Un cône de 10 m de haut et 28 m de diamètre a tout de même été construit à Kamoamoā en 1994 (Heliker *et al.*, 2000a), mais a depuis été érodé.

Les scories, de toute taille et de toute forme, s'organisent en lits. Elles sont plus fines pour les grands cônes historiques des coulées 'a'ā en raison du caractère plus explosif de

celles-ci. J.G. Moore et W.U. Ault (1965) avancent l'hypothèse de phases plus violentes pour expliquer l'origine des lits plus grossiers, à moins que de fortes rafales de vent aient emporté au loin le matériel fin lors du dépôt.

Les processus responsables du recul des deltas de lave en activité sont liés les uns aux autres. Le talus de l'assise de débris évolue de la même façon que les deltas sédimentaires, comme l'ont montré les études effectuées sur des deltas de lave aujourd'hui émergés. Les mouvements de masse sous-marins font rejouer en surface les lignes de faiblesse de la nappe de coulées subaériennes, provoquant parfois l'effondrement de banquettes distales. En fonction du type de mouvement, effondrement total ou partiel, les réactions hydromagmatiques se réaliseront dans un milieu ouvert ou confiné, générant des explosions diversifiées et la construction de cônes littoraux.

L'évolution du delta de lave est saccadée, le recul s'effectuant lors d'épisodes paroxysmaux, brutaux et imprévisibles. L'extension du delta est, par ailleurs, conditionnée par la bathymétrie pré-éruptive, les fortes pentes limitant l'avancée du soubassement de débris et favorisant sa déstabilisation. Nous avons également mis en évidence le rôle que peut jouer la sismicité dans le déclenchement des effondrements, lors d'un fort séisme ou de la succession de secousses, même si aucun lien net n'a été établi. Les conditions de houle interviennent aussi probablement sur l'instabilité du soubassement et sur la mobilité des fractures, même si nos recherches n'ont pu le démontrer. Outre leur responsabilité dans l'effondrement des deltas, les dynamiques marines participent directement au recul du trait de côte, même si leur part reste minime au regard des grands mouvements de terrain. Elles procèdent plus par retouches, en fragmentant le front du delta, à l'instar des petites réactions hydromagmatiques. C'est la raison pour laquelle nous ne traiterons de l'action des vagues que lors de l'étude des deltas de lave inactifs, quand elle devient dominante.

En résumé, la genèse d'un delta de lave est en fait un combat perpétuel entre deux mécanismes antagonistes, créant une forme dynamique, et donc dangereuse pour les visiteurs qui s'en approchent de trop près.

D. Les risques naturels sur les littoraux volcaniques actifs

La pérennité d'un volcanisme actif sur l'île d'Hawaï engendre des risques pour les populations permanentes et temporaires. L'urbanisation littorale et la fréquentation touristique font de la côte un espace particulièrement vulnérable aux aléas volcaniques, qu'ils soient spécifiques au domaine littoral ou non. Certains aléas liés à la présence de

volcans actifs ne seront pas traités, car les côtes n'y sont pas particulièrement sensibles ou l'aléa est indirect. C'est le cas de la pollution par les émanations gazeuses (surtout SO₂) et les particules fines, particulièrement importante dans la partie sud de Kona (United States Geological Survey, 1997). De même, la possibilité de tsunamis dévastateurs, comme ceux qui ont touché la ville de Hilo en 1946 et 1960, est en partie à mettre en relation avec la sismicité importante de l'île, induite par le volcanisme actif, mais elle s'explique surtout par la position centrale de l'archipel d'Hawaï, qui le rend vulnérable aux ondes émises le long des zones de subduction, sur le pourtour de l'océan Pacifique. Nous traiterons donc plus particulièrement du risque de submersion des rivages urbanisés par des coulées de lave, puis des risques sur les deltas de lave actifs.

1. Le risque de destruction des littoraux urbanisés

a) Vulnérabilité et aléas sur l'île d'Hawaï

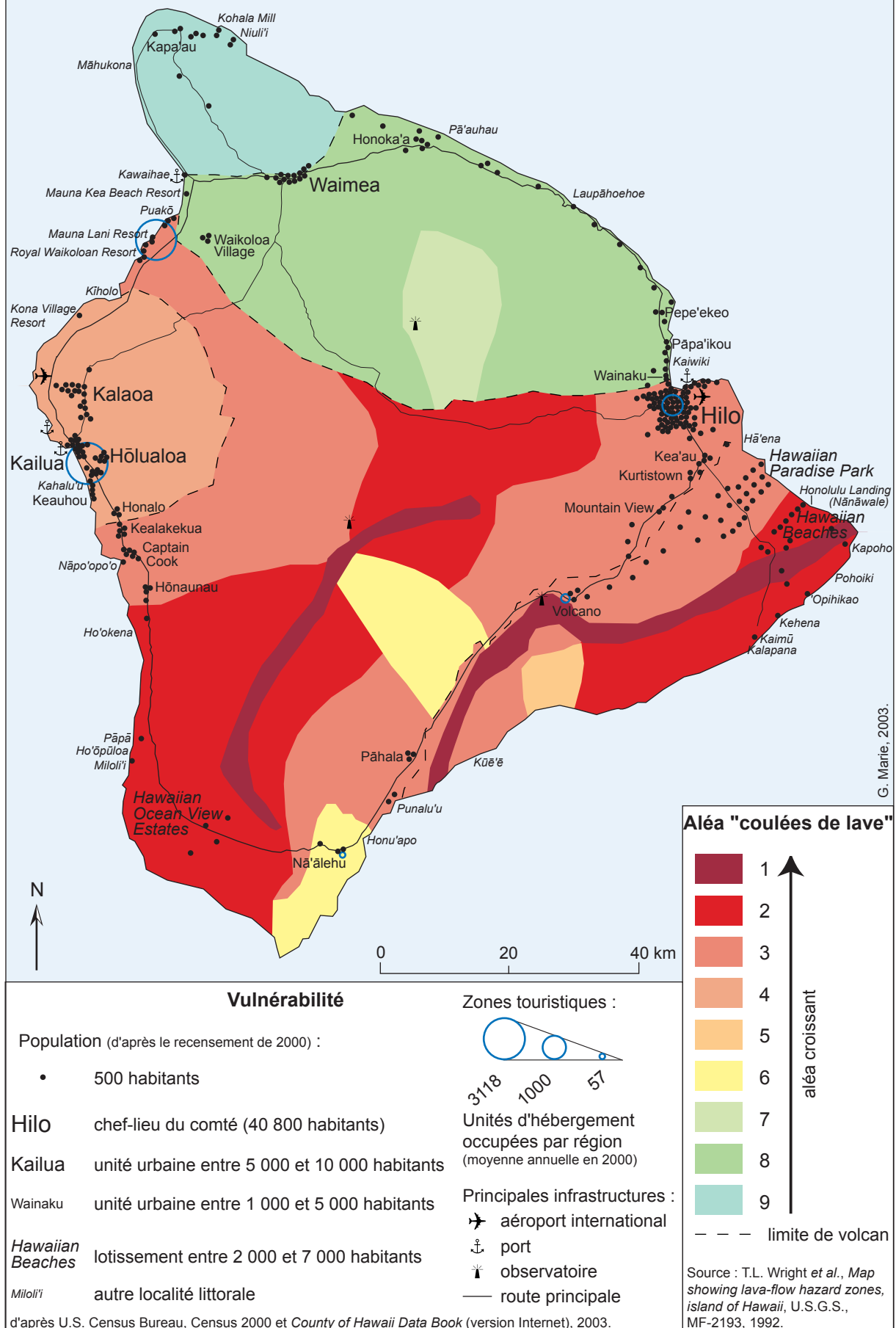
La population du comté d'Hawaï, correspondant à l'île du même nom, était estimée à 154 800 habitants en juillet 2002 (source : U.S. Census Bureau). En raison du caractère montagneux de l'île, une grande partie de la population s'est installée sur le pourtour de l'île, souvent en position littorale. Outre les anciens villages hawaïens originels, aujourd'hui souvent abandonnés, de nombreuses implantations humaines récentes jalonnent le rivage, qu'elles soient à vocation résidentielle ou touristique.

Une carte des aléas (*hazard assessment*) a été réalisée par les volcanologues, prenant en compte la probabilité d'occurrence de coulées de lave (Wright *et al.*, 1992). Nous y avons ajouté les données concernant la vulnérabilité : distribution de la population, construite à partir du recensement général de 2000, capacités d'hébergement pondérées par le taux de remplissage la même année et principales infrastructures. La carte ainsi dressée (figure 25) souligne l'importance du risque sur le littoral de l'île d'Hawaï, même si l'aléa "coulées de lave" n'est pas particulier au secteur côtier.

b) Les destructions passées

Dans le passé, certains villages littoraux ont pu être détruits partiellement ou totalement lors du passage de coulées. Les accidents de personnes sont très rares car les coulées sont généralement suffisamment lentes pour que les gens aient le temps de s'enfuir. Pourtant, G.A. Macdonald (1972) rapporte que la coulée de 1823 progressait si rapidement que, lors de la destruction du village côtier de Kūē'ē (Ka'ū), des personnes âgées et des enfants furent tués. On sait également que quelques hameaux ont été envahis par la coulée

Figure 25 : Carte des risques volcaniques de l'île d'Hawaï



de 1840 du Kīlauea (Coan, 1882), dont le village côtier de Nānāwale. Le village détruit lors de l'éruption du Mauna Loa en 1859, entraînant la mort de plusieurs habitants, pourrait être le site côtier de Kīholo au nord de Kona (de Varigny, 1874, p. 99). En 1926, le village de Ho'ōpūloa (sud Kona) fut en partie dévasté par les coulées de lave du Mauna Loa (Jaggar, 1926).

Lors de l'éruption de 1960, le village de Kapoho fut presque entièrement détruit lorsque les coulées débordèrent le graben dans lequel elles avaient été dans un premier temps contenues (*cf.* figure 20). Les autorités ont tenté d'empêcher cette catastrophe en arrosant les flancs des coulées et en construisant des murs qui ont été vite franchis (Macdonald, 1962). L'idée de bombarder la coulée sur le littoral au niveau d'un chenal, pour que la lave s'écoule vers la mer plutôt que latéralement, n'a jamais été retenue de peur de faire empirer la situation (Macdonald, 1974).

Les lotissements du *Royal Gardens* ont été en partie recouverts par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō en 1983 et 1984, puis par celles du Kūpaianaha entre 1986 et 1991 (*cf.* figure 15), détruisant 42 maisons (Mattox *et al.*, 1998). Lors de l'éruption du lac de Kūpaianaha, les coulées ont également enseveli les 19 maisons du hameau de Kapa'ahu entre 1986 et 1988, et 120 résidences du village côtier de Kalapana, la plupart en 1990, désormais recouvertes sur une quinzaine de mètres (Mattox *et al.*, 1998). Le total des dégâts est estimé à 61 millions de dollars (Mattox *et al.*, 1998). Le village a été évacué, comme il l'avait déjà été en 1977 de manière préventive lors d'une précédente éruption du Kīlauea (Caristan *et al.*, 2003). Malgré le manque de lignes électriques, de canalisations d'eau et de routes goudronnées, certains habitants se sont aujourd'hui réinstallés, parfois dans des conditions très précaires. Des installations touristiques sur le littoral (*Waha'ula Visitor Center, Chain of Crater Road*) et des vestiges archéologiques (anciens villages de Kealakomo, de Kamoamoa, *Queen Bath* à Waiaka,...) ont également été engloutis ensuite par les coulées du Pu'u 'Ō'ō.

c) Les risques sur les différents secteurs de côte

Plus de 120 000 personnes se trouvent sur l'un des trois volcans considérés comme actifs ou dormants (Kīlauea, Mauna Loa et Hualālai) et plus de 90 000 habitent dans un secteur à forte probabilité d'aléa (indice inférieur ou égal à 3). Une grande partie de ces personnes vivent à proximité de l'océan.

L'agglomération de Hilo, chef-lieu du comté, comptait près de 42 000 habitants en 2000, en prenant en compte la localité voisine de Wainaku, soit plus du tiers de la population de l'île. Elle se trouve à l'embouchure de la plus longue rivière de l'archipel, la Wailuku, qui débouche sur une large baie, aux confins du Mauna Loa et du Mauna Kea. La ville a été menacée à plusieurs reprises par des coulées du Mauna Loa en 1852, 1855, 1881, 1935,

1942 et 1984. Les coulées de 1881 se sont même approchées à un demi mile (environ 800 mètres) de la première maison (Coan, 1882). Un nouveau quartier a d'ailleurs été construit depuis sur ces coulées. Le Mauna Loa est moins actif depuis une vingtaine d'années, mais reste potentiellement dangereux. Quelques signes avant-coureurs sur son sommet depuis l'automne 2002 ont d'ailleurs donné lieu à des rumeurs non fondées d'une éruption destructrice imminente.

La province de Puna, au sud-est de l'île, aujourd'hui en forte croissance démographique, est située en grande partie sur les pentes du volcan Kīlauea. Or, ces dernières par 90 % de leur surface sont recouvertes par des coulées de moins de 1 100 ans (Hawaiian Volcano Observatory, 2000b). Le risque y est donc particulièrement important. De grands lotissements ont été construits récemment, dont une partie seulement est côtière. Il existe également à Puna quelques villages sur le littoral (Kalapana, Kaimū, Kehena, 'Ōpihikao, Pohoiki, Kapoho, Honolulu Landing, Hā'ena) et une population nomade, plus ou moins sans abris.

Les *resorts* (complexes touristiques), installés depuis les années 1960 sur la côte sous le vent aride de Kona nord et Kohala sud, sont sous la menace du Mauna Loa et du Hualālai, tout comme le secteur fortement urbanisé et touristique entre Kailua et Keauhou. Pourtant, la perception du risque y est bien moindre qu'à Hilo ou à Puna, en raison de l'éloignement de la précédente éruption dans le secteur (1859). Une étude de C.E. Gregg *et al.* (2004) montre qu'une minorité d'habitants pense que les deux volcans peuvent encore rentrer en éruption. Seulement un tiers d'entre eux a conscience que les coulées du Hualālai peuvent atteindre la côte en moins de trois heures. Ce volcan est ainsi parfois considéré comme le plus dangereux de l'île (Walker, 1990).

Au sud-ouest de l'île, la côte méridionale de Kona et celle de Ka'ū sont beaucoup moins habitées en raison des difficultés d'accès. Ponctuellement, on trouve quelques centres touristiques mineurs (Nāpo'opo'o, Honu'apo, Punalu'u), des résidences pavillonnaires récentes en partie littorales ou d'anciens villages hawaïens toujours habités (village de pêcheurs de Miloli'i). La probabilité d'une éruption dans ce secteur est forte : plusieurs coulées historiques du Mauna Loa et du Kīlauea ont atteint le littoral. L'urbanisation croissante de la partie sud de Kona entraîne, par ailleurs, une augmentation des risques (Caristan *et al.*, 2003).

Les villages de la côte d'Hāmākua et du nord Kohala sont rarement côtiers, car le plus souvent construits sur les hautes falaises bordant l'océan. Le risque volcanique est infime puisque les volcans Mauna Kea et Kohala sont considérés comme éteints.

d) La gestion du risque de submersion par les coulées de lave

Le *Hawai'i County Civil Defense* classe l'aléa volcanique en cinquième position pour les populations, derrière les tsunamis, les ouragans, les séismes et les inondations (Caristan *et al.*, 2003). En raison du caractère effusif de la quasi-totalité des éruptions, les dommages ne concernent, en effet, que les biens matériels, les personnes ayant le plus souvent le temps d'évacuer, même si elles attendent souvent le dernier moment pour partir. Certaines habitations ont même pu être déplacées en 1990 avant l'envahissement du village de Kalapana. L'évacuation préventive peut être proposée grâce aux prévisions des volcanologues quant aux secteurs susceptibles d'être submergés. Celles-ci sont réalisées à partir de méthodes probabilistes prenant en compte la topographie du site (trajectoires des coulées) et des études statistiques sur la fréquence des coulées en un lieu donné (Kauahikaua *et al.*, 1998 ; Kauahikaua *et al.*, 2003).

Seule l'interaction avec de l'eau sur le littoral (deltas de lave en formation) ou en profondeur donne un caractère explosif à l'éruption, engendrant une augmentation des risques. Ce fut le cas à Kapoho en 1960, mais aussi sur le sommet du Kīlauea en 1924 (mort d'un touriste) et en 1790, où des coulées pyroclastiques tuèrent au moins 80 guerriers hawaïens (Swanson et Christiansen, 1973 ; Hawaiian Volcano Observatory, 2000b).

L'Etat d'Hawaï fait partie des Etats-Unis d'Amérique depuis 1959. Au sein de ce cinquantième Etat, la surveillance et la prévention des risques naturels, via la recherche et la diffusion de l'information au public, dépendent donc de l'Etat fédéral et sont assurées par le *United States Geological Survey*, rattaché au Ministère de l'Intérieur, et représenté à Hawaï par le *Hawaiian Volcano Observatory* (Caristan *et al.*, 2003). Par contre, les décisions en matière de prévention sont de la responsabilité des autorités locales, gouverneur et maires. Ils sont épaulés pour la gestion de crise par les responsables de la sécurité civile (*Hawaii County Civil Defense, Department of Defense*), les gestionnaires du parc naturel et les scientifiques du H.V.O.

Par rapport à la situation française, il y a une forte implication de l'Etat dans la recherche, la surveillance et l'information, mais les individus, entreprises et collectivités restent libres de leur choix : il n'y a aucune restriction des libertés individuelles (Caristan *et al.*, 2003). Il n'existe, par exemple, aucune limitation quant à la construction dans des secteurs à risque (U.S. Army Engineer District, 1979). Chaque individu peut s'installer où il le souhaite, les primes d'assurance étant fixées en fonction notamment de la carte des aléas. De nombreux lotissements résidentiels ont ainsi été construits récemment à Puna depuis la route principale en direction du littoral et des complexes hôteliers ont été créés sur des coulées 'a'ā de la côte inhospitalière de la branche nord-ouest du Mauna Loa.

La seule protection efficace lorsqu'une coulée s'approche est de tenter de la figer ou de la faire bifurquer. Il est possible de refroidir le front de la coulée par de l'eau, comme cela

a été réalisé avec succès en 1973 à Heimaey (Islande), et, à une autre échelle et de façon temporaire, à Kapoho en 1960 (*cf. supra*). Le bombardement par avion de coulées du Mauna Loa en 1935 et 1942 a eu un succès relatif puisque les coulées n'ont été détournées que partiellement ou temporairement, même si aucune n'a atteint la ville de Hilo qu'elles menaçaient (Macdonald, 1972). De même, les barrières construites pour freiner et tenter de divertir les coulées de 1955 et 1960 du Kīlauea n'ont été efficaces qu'un temps, avant d'être submergées (Macdonald, 1959, 1962). Pour protéger l'agglomération de Hilo, un plan de construction de barrières a été élaboré (U.S. Army Engineer District, 1975). Un mur de 6 mètres de haut et long d'environ 16 kilomètres serait poursuivi jusqu'à la mer par une voie dégagée suivant le talweg, large de 300 mètres et longue d'environ 24 kilomètres. Ce plan n'a pas été appliqué en 1984 lorsque la coulée du Mauna Loa menaçait la ville, car celle-ci s'était refroidie avant. Les experts émettent pourtant des doutes sur la faisabilité d'un tel ouvrage en un temps limité, sur son efficacité (U.S. Army Engineer District, 1979) et sur son coût (Wentworth C.K. *et al.*, 1961).

2. Les risques sur les deltas de lave actifs

En prenant uniquement en compte les éruptions sous-marines et lacustres, qui représentent seulement 8 % de toutes les éruptions enregistrées dans les temps historiques, L.G. Mastin et J.B. Witter (2000) ont mis en évidence le caractère particulièrement dangereux des réactions hydromagmatiques, puisqu'elles sont responsables d'environ 20 % des décès. Or, sur les deltas de lave actifs du Parc Naturel des Volcans d'Hawaï (*Hawai'i Volcanoes National Park*), la fréquentation touristique importante rend les dynamiques d'effondrement et d'explosions extrêmement dangereuses.

a) Les aléas sur le littoral

Les explosions hydromagmatiques habituelles sont rarement menaçantes car leur portée reste le plus souvent limitée, mais, lorsque le delta de lave s'effondre, totalement ou en partie, les aléas sont beaucoup plus importants avec la projection de tephres en direction des terres et la disparition du delta sous la mer : les débris lithiques sont les plus dangereux en raison de leur taille et de l'extension de l'aire de dépôt, et l'imprévisibilité des accroît le risque (Hon *et al.*, 1993).

Lorsque la lave entre dans l'océan, elle provoque également son ébullition. La projection d'eau par le déferlement des vagues et les vents forts peut brûler au troisième degré les personnes situées à proximité. Lors de la vaporisation de l'eau de mer, l'hydrogène et le chlore contenus dans l'eau de mer interagissent pour former de l'acide chlorhydrique qui se concentre dans la colonne de vapeur. Ces émanations, désignées sous l'acronyme

laze (*lava haze*), littéralement « brume de lave », provoque brûlures et irritations (United States Geological Survey, 2000a). Leur précipitation engendre des pluies acides, avec un pH de 1,5 à 3,5. Les poussières volcaniques contenues dans la colonne de vapeur peuvent, par ailleurs, irriter les yeux.

L'ouverture de fractures sur le delta de lave est un autre type d'aléa. Les risques de chutes sont d'ailleurs importants sur tous les terrains nouvellement créés en raison de la topographie chaotique des champs de lave. La présence fréquente sur ou à proximité des deltas de lave de lucarnes (*skylights*), fenêtres s'ouvrant sur la lave en fusion coulant dans le tube, est également dangereuse. Enfin, même si les touristes restent loin du delta actif et sont hors de portée des explosions, leur position peut être dangereuse s'ils se trouvent sur des deltas très récemment éteints, comme nous le verrons plus loin (cf. Chapitre III. Section B.4).

b) La fréquentation des deltas de lave actifs

Même si les aléas existent et que la fréquentation est importante et relativement stable depuis la fin des années 1980 dans le parc naturel (figure 26), les risques sont mesurés en raison d'une vulnérabilité relativement faible. Lorsqu'une coulée de lave se jette dans l'océan à proximité de la route d'accès, la *Chain of Crater Road*, de nombreux touristes visitant le parc naturel en profitent pour observer ce spectacle. Plusieurs milliers de visiteurs viendraient chaque semaine (United States Geological Survey, 2000a), en particulier à la tombée de la nuit, quand le spectacle est le plus saisissant. Les rangers du parc sont présents sur place une grande partie de la journée et peu de personnes prennent des risques en s'approchant trop près du site.

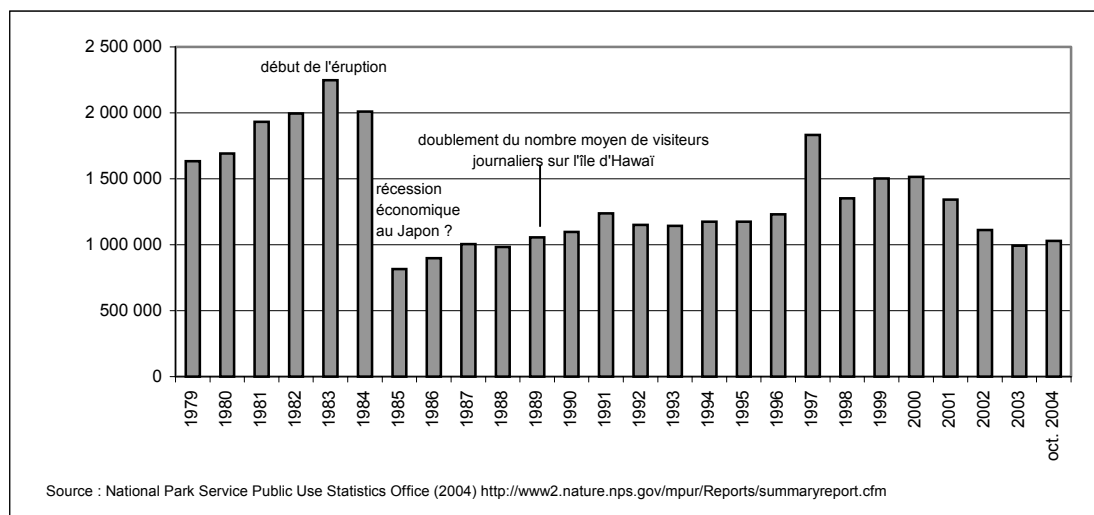


Figure 26 : Evolution du nombre annuel de visiteurs dans le Parc Naturel des Volcans d'Hawaï

Quand les coulées atteignent la côte à plusieurs kilomètres de marche de la fin de la route, seuls les touristes les plus téméraires s'y rendent (photo 11). La surveillance est alors beaucoup plus limitée et les risques plus nombreux. Les possibilités d'effondrement et d'explosion sont trop souvent négligées par ces visiteurs qui se déplacent parfois sur les deltas de lave actifs et s'approchent à quelques mètres du point d'entrée de la lave.

c) Les accidents lors des éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha

Depuis une dizaine d'années, les accidents sont plus nombreux en raison de l'attractivité pour les touristes des coulées de lave se jetant dans la mer et de la massification du tourisme dans l'archipel d'Hawaï. Ainsi, le dernier décès par un aléa volcanique, avant les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, datait de 1924 (Hon *et al.*, 1993). L'accident le plus notable intervint le 19 avril 1993 lorsqu'une banquette littorale s'effondra à Lae'apuki, provoquant la mort d'une personne. Les trois autres promeneurs l'accompagnant purent regagner le littoral stable. Seize personnes au total furent blessées par des projections de lave en fusion et d'eau brûlante, ou en tombant sur le sol (Hawaiian Volcano Observatory, 2000a).

Un effondrement dramatique, ayant provoqué la mort d'une personne tombée à la mer, avait déjà eu lieu sur le delta de Kamoamoa le 24 novembre 1992, en raison de l'abaissement d'un tube de lave sous la ligne d'eau (Mattox, 1993). En avril 1998, le corps d'une personne ayant glissé sur un cône littoral ne fut jamais retrouvé. Deux personnes périrent également en novembre 2000 sur une banquette de lave, à 200 m du point d'entrée de la lave dans l'océan, probablement en raison d'inhalations de gaz issus du panache de fumée, leurs corps ayant été brûlés par des vapeurs d'acide (United States Geological Survey, 2000a).

Deux personnes furent enfin tuées indirectement : une par crise cardiaque en octobre 2000 alors qu'elle observait un delta de lave en formation et une autre à la fin des années 1980 en tombant de nuit sur le terrain accidenté qui menait au site (Smith, 2001). On compte également deux blessés liés à des projections d'eau bouillante lors du déferlement d'une vague soudaine en août 1994.

d) La prévention des risques sur les deltas de lave actifs

L'information auprès du public est très développée (Caristan *et al.*, 2003). Cette forme de prévention s'organise en amont par différents médias : site Internet complet destiné au grand public, mais aussi à la presse et aux organisateurs de circuits (avec bulletin quotidien de la situation sur la côte, cartes, mises en garde, renvois vers d'autres sites plus généraux traitant des risques volcaniques...), informations dans les quotidiens locaux *Hawaii – Tribune*



Photo 11 : Touristes à proximité du delta de Kupapa'u Est en formation (mai 2001)



Photo 12 : Pancarte informant du risque d'effondrement des deltas de lave actifs à la fin de la Chain of Crater Road (septembre 2002)



falaise morte

barrières et pancartes
dissuasives

Photo 13 : Site d'observation du delta de lave de Kupapa'u Est

La banquette n'était plus active au moment de la photographie (octobre 2002).

Herald et *West Hawaii Today*, fréquence radio spéciale, cartes et renseignements remis à chaque visiteur du parc naturel, fascicules édités par l'observatoire volcanologique et/ou le parc naturel dans les hôtels et auberges de jeunesse, qui sont autant de relais d'information.

Après avoir expliqué de façon didactique la genèse et les aléas sur les deltas de lave actifs, les recommandations de base sont toujours rappelées : ne pas s'approcher des falaises, ne pas aller sur les plages, se déplacer rapidement vers l'intérieur des terres si l'on entend un bruit suspect, s'éloigner de la colonne de vapeurs, particulièrement dangereuse pour les personnes à risque (enfants, personnes âgées ou à déficience respiratoire). On préconise également d'emporter 2 ou 3 litres d'eau par personne en raison de la difficulté de la marche dans des coulées fraîches et de la chaleur dégagée par les coulées actives, de porter des chaussures de marche, un pantalon long et des gants pour éviter de se couper lors d'éventuelles chutes, un chapeau et de la crème solaire, et de s'équiper d'un kit de premier soin et d'une lampe torche (risque de se perdre de nuit).

Une information analogue est donnée sur le site même de l'éruption par des posters illustrés (photo 12), placés dans un cabanon déplacé au gré des éruptions, et par des rangers qui jouent le rôle d'informateurs, d'animateurs scientifiques et de surveillants. Pour faciliter et sécuriser l'accès, des sites d'observation sont parfois installés par les agents du parc naturel à plusieurs centaines de mètres du point d'entrée (photo 13). Une piste est également balisée par des plaquettes réfléchissantes sur la lave. Des panneaux d'interdiction et parfois des cordelettes empêchent l'accès aux banquettes en construction.

Ce mode de prévention a cependant des effets pervers. La publicité autour du parc naturel est axée sur la beauté de la rencontre entre la lave et l'océan. Le site Internet comporte également de nombreuses photographies magnifiques qui incitent les visiteurs à venir voir par eux-mêmes. Ils ne prennent pas toujours le temps de s'informer, malgré la multitude de sources, et il n'est pas rare de voir des personnes mal équipées s'aventurer sur les coulées ; des personnes âgées ou de jeunes enfants marchent même parfois en sandales ou en simples chaussures de plage. La présence des rangers ou leur intervention ne sont donc pas toujours suffisantes, mais les gestionnaires considèrent que l'information est donnée et que chaque visiteur prend ses responsabilités. Les risques restent pourtant, à ce stade, limités (chute, déshydratation, épuisement).

Les mises en garde contre les risques spécifiques à la genèse des deltas de lave sont généralement efficaces. Il arrive pourtant que quelques visiteurs bravent les interdictions pour s'approcher de plus près du point d'entrée dans la mer, n'hésitant pas à cheminer sur les banquettes de lave en activité. Ce comportement à risque est pris le plus souvent en dehors des périodes de grande affluence (deux heures avant et après le coucher de soleil), lorsque les rangers sont absents, et plus souvent sur les sites éloignés des points d'accès. L'attractivité des coulées de lave entrant dans la mer, de nuit particulièrement, est telle que la notion de risque est vite oubliée. Le touriste a tendance à se rapprocher toujours plus près

pour pouvoir prendre des photographies ou réaliser un film amateur. La présence d'autres personnes sur les deltas actifs banalise aussi le risque. Il est pourtant difficile de contrôler ce type de comportement à partir du moment où l'accès est libre et que la responsabilité est individuelle. L'information ne peut guère être améliorée, sauf peut-être en rappelant plus systématiquement les accidents qui ont eu lieu par le passé.

Même si les aléas sur ces littoraux volcaniques ne sont pas prévisibles, une meilleure prévention passe par une surveillance des deltas de lave et une étude fondamentale des mécanismes. Des mesures altimétriques sont ainsi notamment assurées par les scientifiques de l'observatoire volcanologique. Des stations de mesures géochimiques de l'air sont également installées sur la côte (Caristan *et al.*, 2003). L'étude menée dans le cadre de ce doctorat avec le H.V.O., et que nous présenterons dans les deux prochains chapitres, a pour objectif de mieux comprendre le fonctionnement et les risques inhérents aux deltas de lave une fois privés de leur alimentation en lave.

Conclusion de chapitre

Les deltas de lave actifs sont des formes communes du littoral hawaïen. Ils évoluent sans cesse en raison d'une opposition entre deux dynamiques contradictoires, accrétion et destruction, liées aux interactions entre deux fluides opposés : l'eau et la lave. Un delta de lave n'est donc jamais figé. Si une pause se produit dans l'alimentation en lave, et que le travail de la mer le démantèle progressivement, une extension vers le large du delta reste possible par la suite.

Depuis 1986, les coulées de lave pāhoehoe du Kīlauea ont créé nombre de ces plates-formes instables, entraînant des gains de territoire importants aux dépens de l'océan Pacifique. L'observation de ces deltas de lave, couplée aux recherches antérieures, a permis de mieux comprendre les mécanismes de leur genèse et de leur recul, qui ont une implication directe sur la société hawaïenne par les risques qu'ils induisent. Notre étude, réalisée entre 2000 et 2003, période caractérisée par la genèse fréquente de banquettes de lave d'extension généralement réduite et marquée par peu d'épisodes cataclysmes, nous a permis de compléter cette analyse.

Aucun delta de lave 'a'ā n'a pu être observé durant sa formation. La genèse et la destruction de ce type de delta doivent être relativement proches de celles des deltas de lave pāhoehoe. Leur spécificité tient à la morphologie des coulées (aiguilles de lave,

chenaux de lave se prolongeant souvent sous la mer). Cette singularité perdure dans le temps, comme nous l'expliquerons ultérieurement dans cette thèse.

Nous avons tout d'abord présenté les réactions hydromagmatiques, à l'origine des processus de progradation et de retrait des deltas, à partir des expérimentations mises en place en laboratoire et des études réalisées sur le littoral, particulièrement à Hawaï. Lorsqu'elles ne sont pas passives, ces interactions produisent des hyaloclastites qui se déposent autour de la zone de contact, formant différents lobes deltaïques sur la pente sous-marine. Les coulées de lave peuvent néanmoins se prolonger sous l'océan, le long du talus de débris, le plus souvent sous la forme de laves en coussins, qui sont fragmentées en raison de leur perpétuel remaniement.

Nous avons, d'autre part, recensé les différentes configurations possibles lors de la jonction entre la coulée de lave et l'océan, responsables de morphologies spécifiques (stalactites, stalagmites, draperies, petit cône de progression, côte plongeante, ...). La vaporisation de l'eau de mer se produit surtout lorsque le déferlement a lieu sur la banquette ou lors d'explosions hydromagmatiques. Celles-ci fragmentent la lave encore fluide et participent à la destruction du delta. Les vagues érodent également en permanence la roche qui est encore mal consolidée, façonnant même parfois des encoches. Leur direction intervient aussi sans doute dans la forme générale du delta, comme nous l'avons montré à Kapoho. Le rôle de la hauteur des vagues n'a pu être mise en évidence par notre étude corrélatrice, même s'il existe quelques indices.

Nous avons remarqué la formation fréquente, dans un premier temps, d'une forme peu étendue en contrebas de la falaise que nous avons dénommée « pied de lave ». Celui-ci évolue généralement lentement tant que les vagues déferlent sur son front, c'est-à-dire tant que le soubassement de débris en avant n'est pas plus large. Le débit de lave arrivant à la côte est également un paramètre essentiel. Le ou les « pieds de lave » finissent par s'étendre, d'abord latéralement, puis construisent une banquette de lave, lorsque l'assise est suffisamment développée.

Chaque delta a son mode d'extension propre, même si l'on observe souvent la genèse de tubes de lave internes au delta et la concentration de l'écoulement, construisant en marge des promontoires. Le delta a ensuite tendance à s'épaissir, car il ne peut plus s'étendre vers le large. En effet, la topographie sous-marine devenant trop pentue, le talus de débris devient plus instable, ce qui multiplie les mouvements de masse, responsables en surface de l'effondrement du delta.

Nous avons tenté de comprendre si la sismicité contribuait au déclenchement des effondrements. Les séismes assez éloignés des deltas de lave, mais d'une magnitude de l'ordre de 5 ou 6 sur l'échelle de Richter, peuvent provoquer la fragilisation du delta par l'ouverture ou le jeu de fractures et l'augmentation de l'instabilité sur la pente de débris. Les

séismes modérés, aussi éloignés et d'une magnitude de 3 ou 4, ou les séismes plus modestes (2 à 3 de magnitude), mais plus proches, peuvent probablement avoir un impact, même s'il n'est pas direct. La succession de nombreux séismes dans les heures, les jours, voire les semaines qui précèdent l'effondrement déstabilise aussi sans doute les deltas de lave.

Les effondrements de delta sont de deux types : effondrement partiel ou effondrement total des banquettes externes ou, plus rarement, de l'ensemble du delta. Ils engendrent des explosions hydromagmatiques intenses et construisent des cônes littoraux. Les effondrements en marge du delta contrôlent l'extension du delta, car ils se succèdent tant que le talus de débris n'est pas stabilisé en avant de celui-ci. La bathymétrie joue ici un rôle majeur, ce qui explique la construction de grands deltas dans les baies peu profondes et les deltas étroits, là où l'accroche est proche du trait de côte.

L'effondrement des deltas de lave est, par ailleurs, un risque majeur sur le littoral pour les promeneurs, tout comme les projections de tephres et d'eau brûlante ou les émanations gazeuses. Nous verrons que la stabilisation croissante des deltas de lave et l'arrêt de l'alimentation en lave les rendent ensuite moins dangereux. Des accidents ont déjà eu lieu par le passé et pourraient encore se produire en raison de la forte fréquentation touristique.

Malgré l'intensité de ces aléas, la vulnérabilité reste tout de même relativement limitée. Même si le système libéral américain rend la responsabilité en matière de prévention individuelle, qu'il s'agisse de citoyens, d'entreprises ou de collectivités locales, des efforts particulièrement importants ont été effectués sur l'information préventive des touristes, sur le site même de l'éruption et en amont par différents médias.

Les rivages de l'île d'Hawaï sont aussi particulièrement vulnérables au risque de submersion en raison de l'implantation humaine, pérenne ou non, sur le secteur côtier, même si l'aléa est réduit (faible récurrence de l'événement). Dans le passé, même récents, des villages côtiers ont néanmoins été totalement ou en partie détruits. Des secteurs densément peuplés sont soumis à cet aléa, comme les deux plus grandes agglomérations de l'île, celles de Hilo-Wainaku et de Kailua-Keauhou. La mortalité est faible en raison de la nature du volcanisme (effusif) qui permet généralement de s'enfuir à temps. Seule l'interaction avec l'eau, particulièrement sur la côte, est en fait dangereuse.

Nous venons d'exposer dans ce premier chapitre les recherches menées dans le cadre de cette thèse sur les deltas actifs, complétées par les nombreux travaux antérieurs. Elles nous serviront de base pour mieux appréhender le fonctionnement des deltas de lave une fois que l'alimentation en coulées de lave cesse, à court et à moyen terme. Les dynamiques responsables du recul des deltas de lave et leur part respective changent, en effet, progressivement, tout comme le rythme d'évolution.

CHAPITRE II – RECHERCHES SUR LES DELTAS DE LAVE INACTIFS DU PU‘U ‘Ō‘Ō-KŪPAIANAHA

A. Les vitesses de recul des deltas de lave

1. Méthodologie de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea
2. Résultats de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea

B. Méthodologie de l'étude des profils topographiques

1. Le choix des profils topographiques
2. La technique utilisée
3. Le calcul des mouvements verticaux et horizontaux
4. La précision des résultats

C. Résultats de l'étude des profils topographiques

1. Les mouvements verticaux
2. Les mouvements horizontaux

Introduction

Peu d'études ont été réalisées sur l'évolution des deltas de lave inactifs, c'est-à-dire sans circulation de lave, les enjeux en terme de risque étant moindres. Pourtant, l'intérêt géomorphologique d'une telle recherche est évident. C'est dans cette première phase que s'initient les dynamiques qui vont façonner à plus long terme le littoral, sur un terrain neuf, vierge de tout héritage morphologique.

L'hypothèse de départ consistait en une stabilisation progressive et un recul dégressif des deltas de lave. Pour le vérifier ou l'infirmer, nous avons mené, avec l'appui technique de l'observatoire volcanologique hawaïen H.V.O. (*Hawaiian Volcano Observatory*), rattaché au *United States Geological Survey*, deux études sur des deltas de lave, inactifs depuis moins de dix ans, du littoral méridional du volcan Kīlauea. La première est une cartographie du trait de côte réalisée à l'aide d'un G.P.S., qui a été comparée aux anciens levés dressés par le H.V.O., afin d'estimer la vitesse de recul des deltas de lave et de distinguer le cas échéant différents rythmes dans leur évolution. La seconde étude visait à mettre en évidence d'éventuels mouvements sur des banquettes de lave récentes, à l'aide de relevés topographiques précis.

Nous n'exposerons dans ce chapitre que les résultats de ces deux études et les premières analyses qui peuvent en être déduites. Nous poursuivrons la discussion en détaillant les processus morphogéniques ayant cours sur les deltas de lave inactifs dans le dernier chapitre de cette partie.

A. Les vitesses de recul des deltas de lave

Les deltas de lave actifs, nous l'avons vu, sont susceptibles de reculer très rapidement à la faveur d'épisodes cataclysmiques. Lorsque l'activité effusive stoppe et que la lave est suffisamment refroidie, les dynamiques explosives cessent et, seules, l'instabilité du soubassement pyroclastique et l'attaque des vagues peuvent participer au recul du trait de côte.

Dans un premier temps, nous avons décidé d'analyser les vitesses d'érosion des deltas de lave récemment inactifs de la côte sud du Kīlauea, pour vérifier leur décroissance dans le temps, consécutive à ces changements dans les dynamiques dominantes. Pour cela,

nous avons cartographié le trait de côte nouvellement construit par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha et l'avons comparé aux relevés réalisés précédemment par le H.V.O.

1. Méthodologie de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea

a) Les mesures au G.P.S. sur le terrain

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un G.P.S. (*Global Positioning System*) portable, durant l'automne 2002. Les deux portions de côte cartographiées entre Wilipe'a et Kaimū, longues au total de 15 km, correspondent aux limites externes des deltas de lave construits par les coulées successives du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha entre 1986 et 2002. Le secteur compris entre Ki'i et Hākuma Point, non concerné par ces coulées, n'a pas été cartographié (cf. figure 17).

La difficulté d'accès au littoral, notamment pour certaines banquettes où il a fallu escalader la falaise interne, la présence de crevasses en bord de falaise et de coulées de lave subaérienne, ainsi que la longueur du trait de côte étudié expliquent l'étalement de l'étude sur quatre jours, entre le 28 septembre 2002 et le 1^{er} octobre 2002.

La banquette de Wilipe'a, à ne pas confondre avec celle de Wilipe'a Est construite en 1995 (cf. figure 17), était à cette époque en cours de progradation. Une portion de ce delta s'est même effondrée quelques jours avant le relevé. Le trait de côte à cet endroit ne marque donc que la situation à un instant t, la banquette s'étant par la suite élargie. Il a pu en être de même pour les levés effectués précédemment par le H.V.O. Il faut prendre en compte cette imprécision dans l'interprétation des vitesses de recul. Par ailleurs, le cheminement le long du trait de côte ayant été difficilement supportable en raison de la chaleur et des émanations gazeuses, le tracé est plus imprécis dans cette portion active que dans les autres secteurs cartographiés.

Les mesures ont été pratiquement toutes prises sur le rebord de la falaise, à la verticale de l'escarpement. Lorsqu'il était trop dangereux ou impossible de prendre le trait de côte exact (pan rocheux près à tomber, haut de falaise convexe, coulée de lave...), la distance entre le point de mesure et la falaise a été estimée et utilisée pour la cartographie. Le choix des 1052 points levés s'est fait en fonction de critères morphologiques (ruptures, indentations ou incurvations du trait de côte). Les points sont distants en moyenne de 15 à 20 m.

b) Limites de l'utilisation du G.P.S.

L'appareil utilisé, un MLR modèle SP 24XC, reste très imprécis dans le positionnement géodésique. La précision théorique de l'instrument est de 1,8 m, mais de nombreux autres facteurs la réduisent comme l'irrégularité, particulièrement importante aux tropiques, de la propagation des ondes radio dans l'ionosphère, ou encore le nombre et la position des satellites récepteurs. Pour limiter cette approximation, nous avons attendu pour chaque point que les coordonnées affichées se stabilisent, fréquemment plusieurs minutes. Le nombre de satellites récepteurs a aussi systématiquement été relevé pour estimer la précision de la position. Il était en moyenne de neuf, ce qui dénote une relative bonne précision.

Une même portion de côte, longue de 1,3 km, entre Hākuma Point et la nouvelle plage de Kalapana, a été mesurée à trois jours d'intervalle. Un écart de 12-15 m en moyenne a été mis en évidence. En raison des différences dans les points choisis (angle de courbure différent, légère indentation prise en compte ou non), cette déviation pouvait atteindre très localement 21 m, ou être nulle. D'autres sites mesurés à deux reprises, au niveau de la jonction entre deux sections de côte notamment, montrent une différence similaire (de 0 à 15 m). L'imprécision se révèle être surtout dans la localisation du trait de côte plutôt que dans son tracé. Nous avons donc décidé de conserver une marge d'erreur de plus ou moins 15 m pour le recul des falaises calculé à partir des mesures G.P.S. Cette valeur correspond aussi à l'estimation utilisée par le H.V.O. dans ses travaux. Il est tout de même possible d'obtenir des résultats exploitables malgré cette forte approximation.

c) Le calcul des vitesses de recul des deltas de lave

Nous avons comparé nos mesures avec celles réalisées entre 1997 et 2001 sur le même secteur par David Sherrod de l'observatoire volcanologique hawaïen. Les données ont ensuite été traitées grâce au logiciel MapInfo et le recul a pu être mesuré.

Nous avons effectué les calculs sur dix-neuf secteurs, homogènes en terme de recul et d'âge du delta (figure 27). Pour chacune de ces sections, la valeur maximale du recul a été calculée et une mesure moyenne déterminée empiriquement à partir de l'évolution du trait de côte entre les deux dates. L'annexe IV regroupe l'ensemble des résultats.

Nous avons choisi de rapporter les mesures à des moyennes annuelles, qui n'ont aucune signification en soi puisque le recul s'effectue plus par à-coups, mais qui ont l'avantage de pouvoir être comparées entre elles, quelle que soit la durée de la période. La marge d'erreur de 15 m sur l'ensemble de la période a également été ramenée à une valeur annuelle.

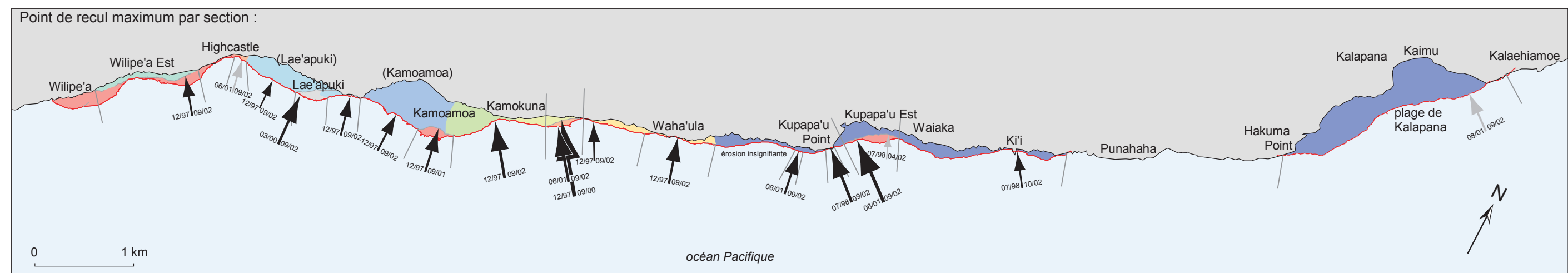
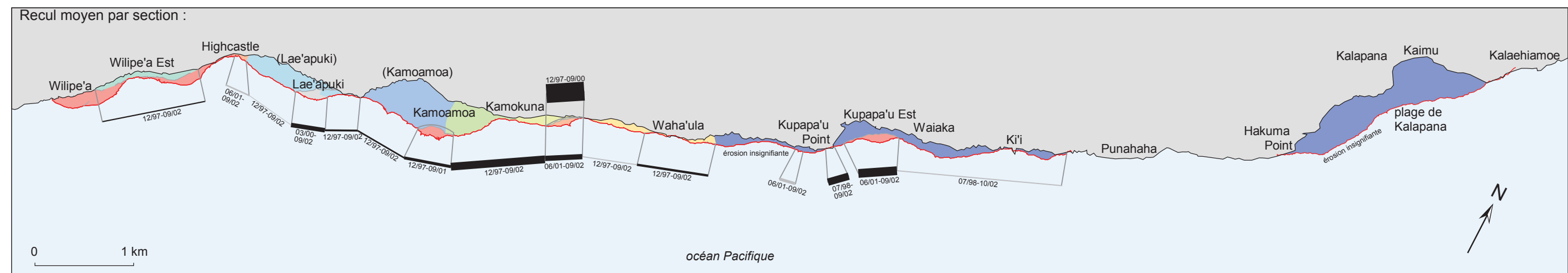
d) La question de l'âge des deltas de lave

Pour pouvoir comprendre l'évolution du recul des deltas de lave dans le temps, nous avons été obligé de déterminer un âge unique pour chacun des deltas de lave, même si la genèse de ses formes s'effectue sur quelques jours voire plusieurs mois. De plus, au cours de leur histoire, plusieurs épisodes éruptifs peuvent se succéder et venir recouvrir et prolonger le delta, avec parfois de longues périodes d'interruption de plusieurs années. Il est donc difficile de donner un âge à un delta de lave. Nous avons choisi d'utiliser la date de la fin de la formation du delta de lave comme date de genèse du delta, que celui-ci se soit construit en quelques jours ou en plusieurs années. C'est, en effet, à partir de la fin de l'alimentation en lave qu'un delta est considéré comme inactif. Nous n'avons par contre pas pris en compte les coulées ayant juste recouvert le delta, sans l'agrandir (coulées représentées par des pointillés sur la carte 17).

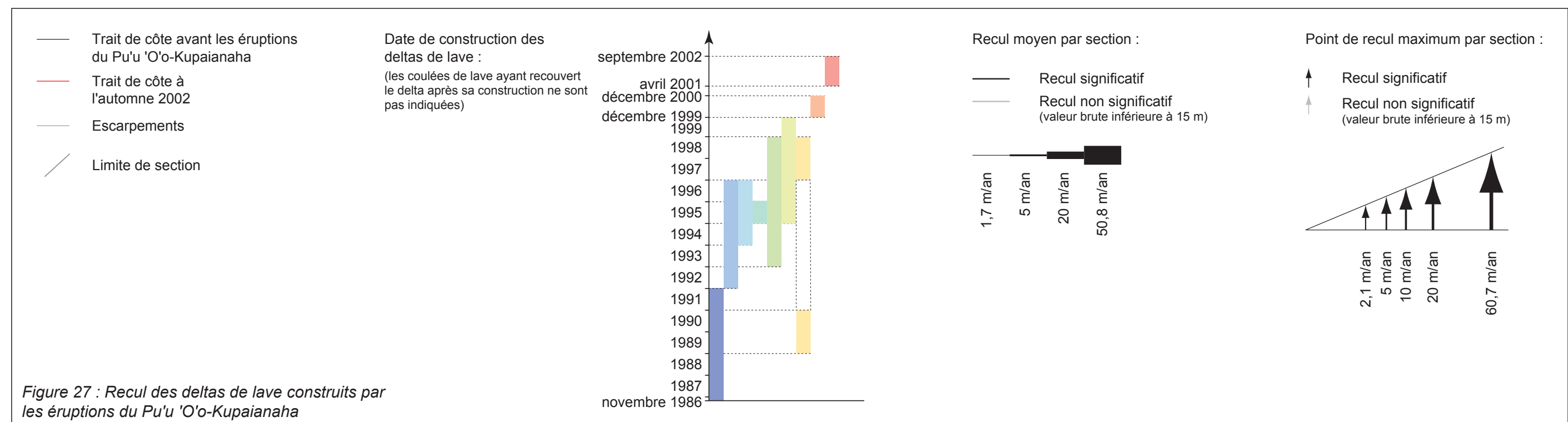
Dans notre étude sur l'évolution des deltas de lave, nous nous sommes intéressé à leur vitesse de recul entre deux dates, pour lesquelles l'âge du delta était différent. Pour pouvoir suivre les changements dans le temps de cette vitesse de recul, nous avons été obligé d'utiliser un âge moyen du delta de lave pendant la période où a été calculé le recul. Par exemple, pour la section de côte comprise entre Lae'apuki et Kamoamoa, le recul brut mesuré était au maximum de 43 m (± 15 m) entre le 20 décembre 1997 et le 29 septembre 2002 (1743 jours), soit 9,0 m/an ($\pm 3,1$ m). Cette portion de côte appartient au grand delta de lave de Kamoamoa construit entre 1992 et fin 1996. L'âge du delta lors de la période d'étude était donc compris entre 1 an et 5,8 ans. L'âge moyen utilisé pour cette partie du delta a par conséquent été de 3,4 ans. Cet âge moyen ne correspond à aucun moment particulier dans l'évolution d'un delta, mais il nous est apparu comme le seul moyen de comparer des deltas de lave entre eux, en ce qui concerne leurs vitesses de recul.

Si le delta de lave était en cours de construction au moment de la première mesure, nous avons utilisé cette date comme date de genèse du delta. Par exemple, pour le delta de Kupapa'u Est, le recul brut mesuré était en moyenne de 30 m (± 15 m) entre le 24 juin 2001 et le 30 septembre 2002 (463 jours), soit 23,7 m/an ($\pm 11,8$ m). La banquette ayant été construite entre avril 2001 et mi-janvier 2002 (principalement au printemps 2001), nous avons pris comme date de formation du delta le 24 juin 2001. L'âge moyen du delta de Kupapa'u Est sur la période considérée a été de 0,6 an (la moitié de 436 jours).

A Wilipe'a Est, Kamoamoa, Kamokuna et à l'est de Kupapa'u Point, une nouvelle banquette s'est construite en avant du delta au cours de la période étudiée. Nous avons pu cependant cartographier la falaise fossilisée marquant l'ancienne ligne de rivage. L'âge de ce trait de côte équivaut au début de la construction de la nouvelle banquette. Par exemple, pour le delta de Wilipe'a Est, le recul brut mesuré était au maximum de 40 m entre le trait de côte du 20 décembre 1997 et la falaise fossilisée, levée le 29 septembre 2002. Cet escarpement correspond au trait de côte du 20 juillet 2002, date où les coulées de lave ont



Source : mesures GPS de 1997, 1998, 2000, 2001 (D. Sherrod / USGS) et 2002 (G. Marie / Géomer).



atteint la mer et commencé à construire la nouvelle banquette. Le recul de 40 m (± 15 m) s'est donc réalisé sur 1 673 jours, soit un recul annuel de 8,7 m ($\pm 3,3$ m).

Outre l'utilisation des données mesurées au G.P.S., nous nous sommes servi de la carte publiée par J.G. Moore *et al.* (1973) montrant le recul du delta de Kealakomo, construit en 1971 par les coulées du Mauna Ulu, à 6 km à l'ouest des coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha. Les levés, réalisés sur plusieurs mois pendant et juste après la construction du delta, nous ont permis d'apprécier la vitesse de recul des deltas de lave lors des premiers mois après la fin de l'alimentation en lave. Une tentative infructueuse ne nous a pas permis de lever de nouveau le trait de côte du delta de Kealakomo en octobre 2002, en raison de mauvaises conditions météorologiques. Le recul du trait de côte mesuré au niveau des profils topographiques dressés pour l'étude des banquettes de lave de Wilipe'a Est, Highcastle et Lae'apuki (*cf. infra*) a également été utilisé, tout comme la cartographie de l'extrémité occidentale du delta de Lae'apuki (*cf. figure 62*).

2. Résultats de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea

a) Des résultats contrastés

Les cartes de la figure 27 permettent de visualiser les résultats obtenus. On s'aperçoit que le recul des deltas de lave récemment inactifs peut être très rapide. Ainsi, au niveau de l'anse à l'est de Kamokuna, le trait de côte a reculé en moyenne de 50,8 m par an ($\pm 5,4$ m) et jusqu'à 60,7 m par an ($\pm 5,4$ m), avant que la baie ne soit comblée par une nouvelle banquette entre septembre et décembre 2000.

Un autre exemple permet d'apprécier le recul rapide des deltas de lave récemment inactifs. La banquette de Waha'ula, active jusqu'en août 2000, et ayant atteint au maximum 120 à 140 m de largeur en mars de la même année (source : H.V.O.), était totalement détruite ou ne subsistait que sous la forme d'une étroite marche de 2 à 4 m de large, 3 m environ en contrebas de l'ancienne falaise, lors de notre passage en avril 2001. Ce gradin était juste interrompu au niveau de caps façonnés dans des coulées plus anciennes. Il a peu évolué l'année suivante lors de notre passage à l'automne 2002.

Dans d'autres secteurs, le recul est au contraire très peu marqué ; il est même parfois insignifiant, proche de zéro. Les valeurs représentées en gris sur la figure 27 correspondent à des reculs non significatifs, la valeur brute étant inférieure à 15 m. Dans ce cas, nous ne pouvons être certain que le delta de lave a bien subi une érosion de son trait de côte.

Les différences observées se traduisent de deux façons. L'explication est d'une part temporelle, en raison de changements dans les processus responsables de l'érosion des deltas de lave, et d'autre part spatiale, en raison d'effondrements locaux.

b) L'évolution de la vitesse de recul des deltas de lave

L'âge du delta est un facteur déterminant, c'est la raison pour laquelle nous avons voulu visualiser le lien qui pouvait l'unir à la vitesse de recul du delta. La figure 28a montre les résultats pour le recul moyen mesuré à l'aide du G.P.S., en marge des profils topographiques et sur la carte du delta de Kealakomo. La figure 28b propose les mêmes résultats pour les mesures maximales de recul sur chacun des secteurs homogènes, auxquels a été rajoutée l'estimation visuelle du recul de la banquette de Waha'ula que nous avons pu observer à son maximum d'extension. Les levés intermédiaires ont été utilisés, contrairement à la figure 27, expliquant que le même secteur soit traité à plusieurs reprises, mais avec un âge différent. Les valeurs non significatives ont été indiquées différemment. Ces mesures ont été représentées en fonction de l'âge moyen du delta de lave lors de la période considérée, cette dernière étant signalée par une ligne horizontale verte sur le graphique. La précision établie pour les valeurs brutes a également été rapportée à une valeur annuelle (ligne verticale). Il faut rester prudent sur l'interprétation des résultats puisque le recul calculé reste très imprécis et que l'âge moyen des deltas de lave, nous l'avons dit, ne correspond à rien de concret.

Malgré la marge d'erreur, une relation entre ces données semble tout de même se dessiner. On observe, en effet, une diminution décroissante de la vitesse d'érosion. Cette relation est beaucoup plus nette lorsque l'on considère les valeurs maximales de recul pour chacun des sites, puisque le coefficient de détermination R^2 est de 0,77 contre 0,62 pour les valeurs moyennes (plus le coefficient est proche de 1 plus la corrélation est bonne). Lorsque sont éliminées les valeurs les plus imprécises, la relation reste aussi marquée (R^2 de respectivement 0,80 et 0,63). La corrélation est plus claire avec les retraits maximaux sans doute parce que ceux-ci sont plus nettement significatifs. On peut également y voir la marque de la diminution des effondrements locaux dans le temps, qui sont responsables de ces valeurs maximales. La courbe de tendance est, par ailleurs, une fonction puissance, dénotant une diminution très rapide des vitesses de recul.

Une grande partie des valeurs supérieures à 50 m de retrait annuel a été calculée sur des deltas qui étaient encore actifs au début de la période d'étude. Des effondrements pendant la période d'activité ont donc pu être pris en compte. Cependant, le recul maximum enregistré (80 m en 33 jours soit une valeur extrapolée de 885 m/an) l'a été sur un delta de lave éteint depuis 11 à 44 jours (celui de Kealakomo). Il est donc probable que, dans un premier temps, juste après la fin de l'alimentation en lave, des effondrements peuvent toujours avoir lieu, le soubassement de débris étant toujours très instable.

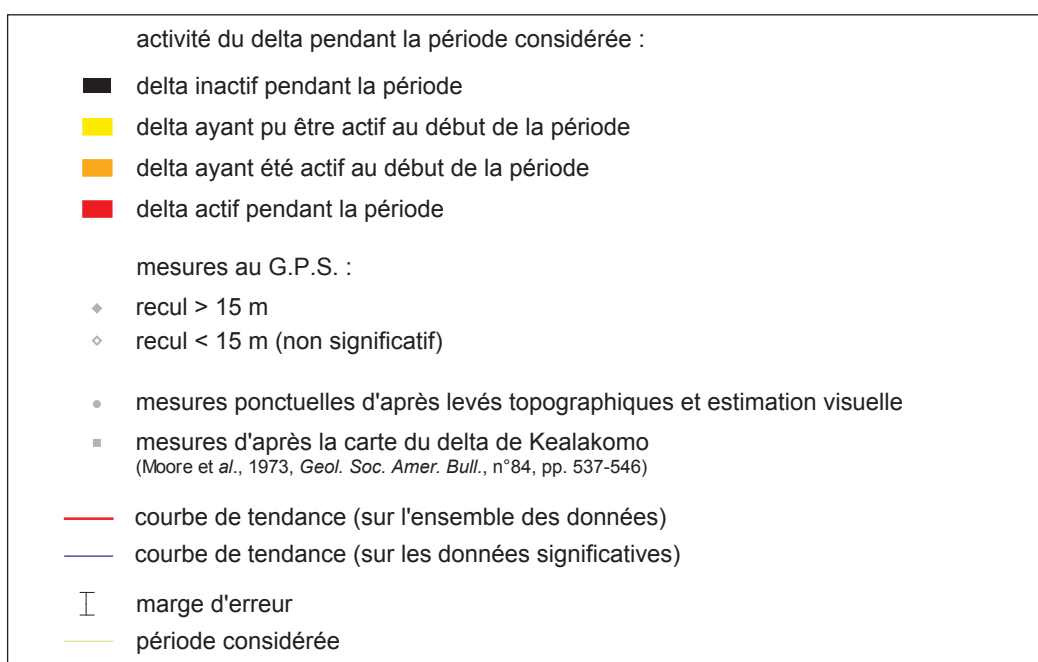
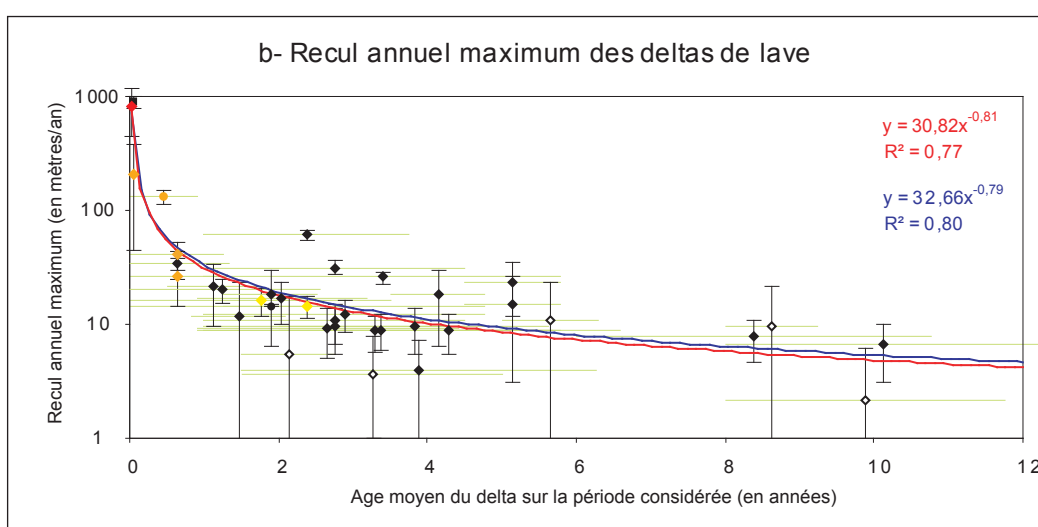
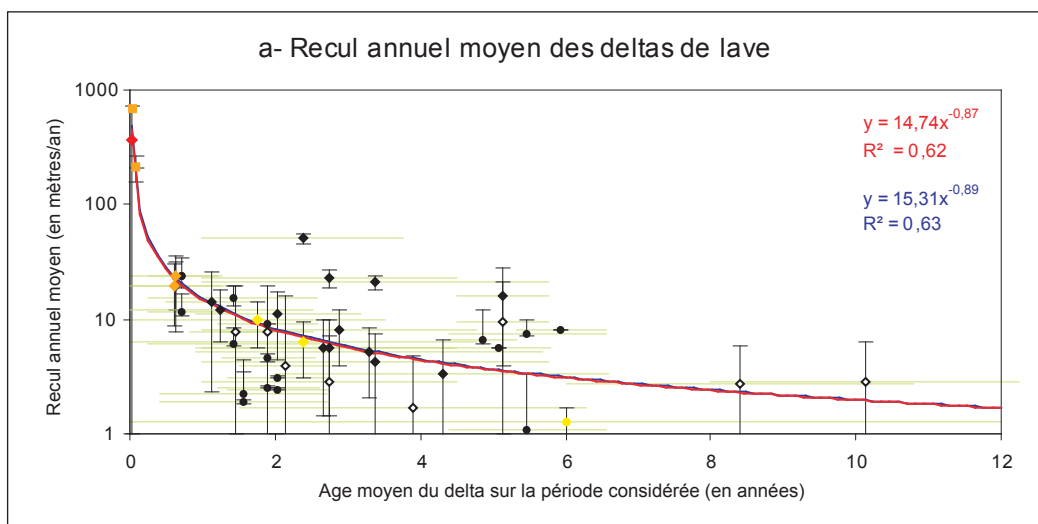


Figure 28 : Corrélations entre le recul annuel maximal et moyen du trait de côte et l'âge des deltas de lave

Le recul est de toute façon très rapide la première année, et il n'est pas rare qu'il atteigne ou dépasse 100 m. Il y a même parfois destruction totale de la banquette construite au pied de l'ancienne falaise, qui est désormais exhumée. On atteint des valeurs semblables à celles données par T. Sunamura (1983) pour les roches volcaniques récentes, et à celles calculées par Y. et A. Moign (1970) et J.O. Norrman (1980) sur l'île de Surtsey dans l'archipel des Vestmannaeyjar (Islande) et par A.F. Richards (1966) sur l'île de San Benedicto dans l'archipel des Revillagigedo (Mexique). Dans le premier cas, un taux annuel compris entre 10 et 100 m est proposé. A Surtsey, le recul moyen était compris entre 75 m (Norrman, 1980) et 100 m (Moign et Moign, 1970) et le retrait maximum de 140 m durant le premier hiver. Sur l'île de San Benedicto, la vitesse de recul du delta de lave, calculé à partir de photographies aériennes, était de 22 à 45 cm (± 18 cm) par jour dans le deuxième mois après sa construction. Le retrait maximum a atteint 30,5 m ($\pm 6,1$ cm) entre le deuxième et le sixième mois, soit une érosion annuelle extrapolée de 70,5 m ($\pm 14,1$ cm).

Une brusque diminution des vitesses de recul intervient au cours de la première année, les effondrements n'étant plus pris en compte. Ces épisodes sont, en effet, plus rares, voire inexistants. Les agents marins prennent, en revanche, progressivement une part active. Par la suite, la décroissance des vitesses de recul continue, mais de façon plus lente et moins nette. Le taux d'érosion est de l'ordre de 10 m par an en moyenne, 2 ans après la fin de l'alimentation en lave, et tombe progressivement à quelques mètres au bout de 10 ans. En raison d'événements paroxysmaux, la vitesse peut doubler localement.

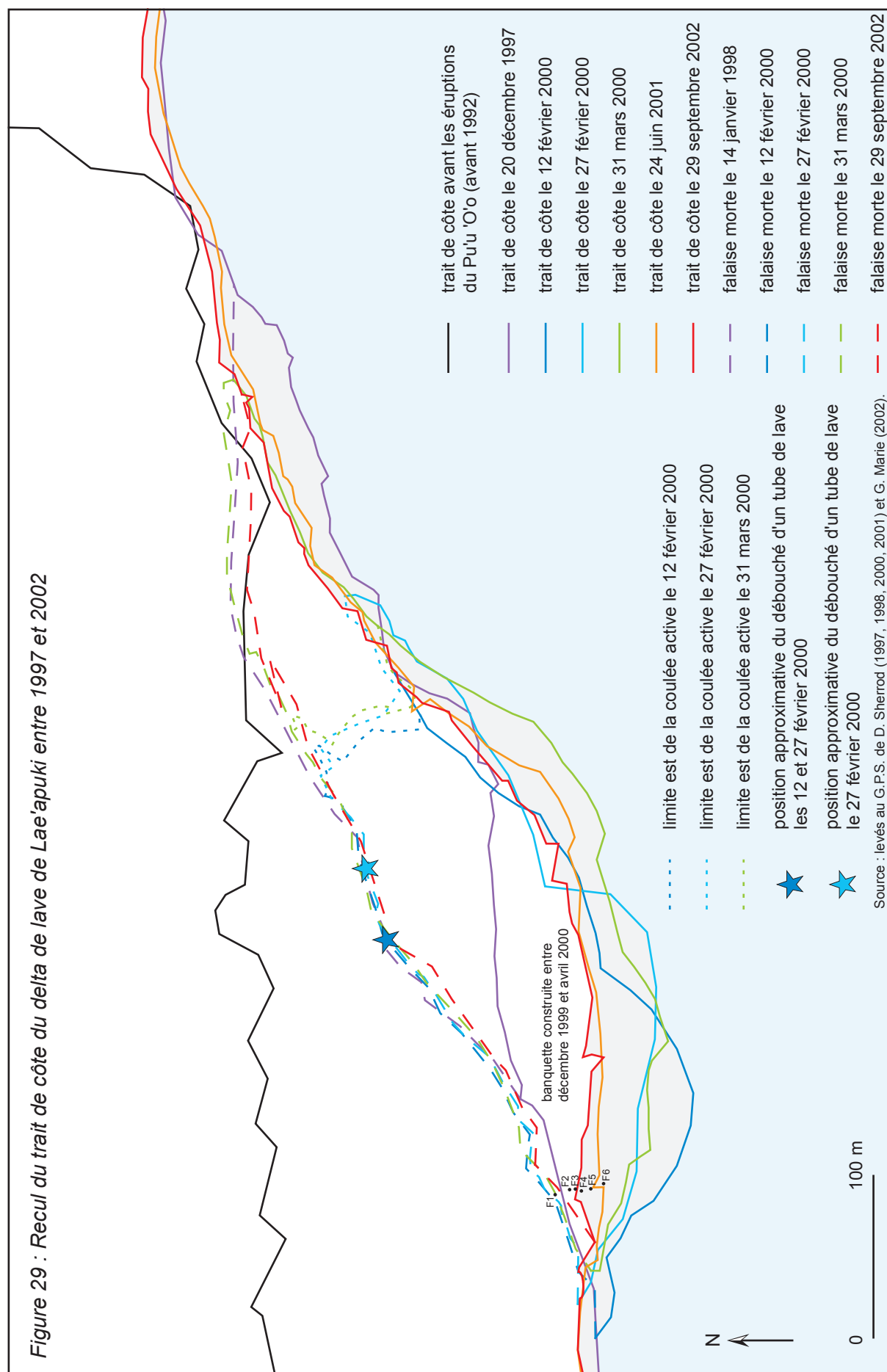
La figure 29 montre l'évolution de la banquette de Lae'apuki de décembre 1997 à septembre 2002. Elle met en évidence la décroissance du recul, particulièrement visible dans la partie ouest de la banquette recouverte par de nouvelles coulées de lave entre décembre 1999 et avril 2000. Les mesures effectuées au sol en marge du profil F sur la même banquette complètent ces mesures et montrent que le recul, ici probablement d'origine entièrement marine, reste important : le point F6 se trouvait à 1,5 m de la falaise le 25 avril 2001, à 0,60 m le 15 mai et avait disparu le 12 juin, soit un recul de l'ordre de 15 m par an.

La durée d'évolution depuis l'arrêt de l'alimentation en lave est un paramètre essentiel, mais il n'est pas le seul à prendre en compte car des facteurs locaux peuvent jouer.

c) L'influence des effondrements locaux

Nous avons expliqué précédemment la présence probable d'effondrements dans l'année suivant l'arrêt de l'alimentation en lave, voire plus tardivement. Ils occasionnent un recul très important du trait de côte, de manière instantanée et peuvent fausser les vitesses mesurées s'ils ont eu lieu pendant la période considérée. C'est la raison pour laquelle les

Figure 29 : Recul du trait de côte du delta de lave de Lae'apuki entre 1997 et 2002



données présentées sur la figure 27 ont toutes été calculées pour la période maximale disponible, afin de minorer leur intervention.

Pour un même site, le recul annuel a pu donc être beaucoup plus important durant une période particulière. Ainsi, sur la partie ouest de la banquette de Lae'apuki en cours de construction, le recul a atteint 33 m entre le 12 et le 27 février 2000, soit une valeur annuelle extrapolée de 803 m (± 365 m) ! Le recul maximum, calculé sur la période d'inactivité, (entre le 31 mars 2000 et le 29 septembre 2002) a été de 51 m, soit seulement 20,1 m par an ($\pm 5,9$ m). C'est cette dernière valeur qui a été prise en compte pour la figure 27.

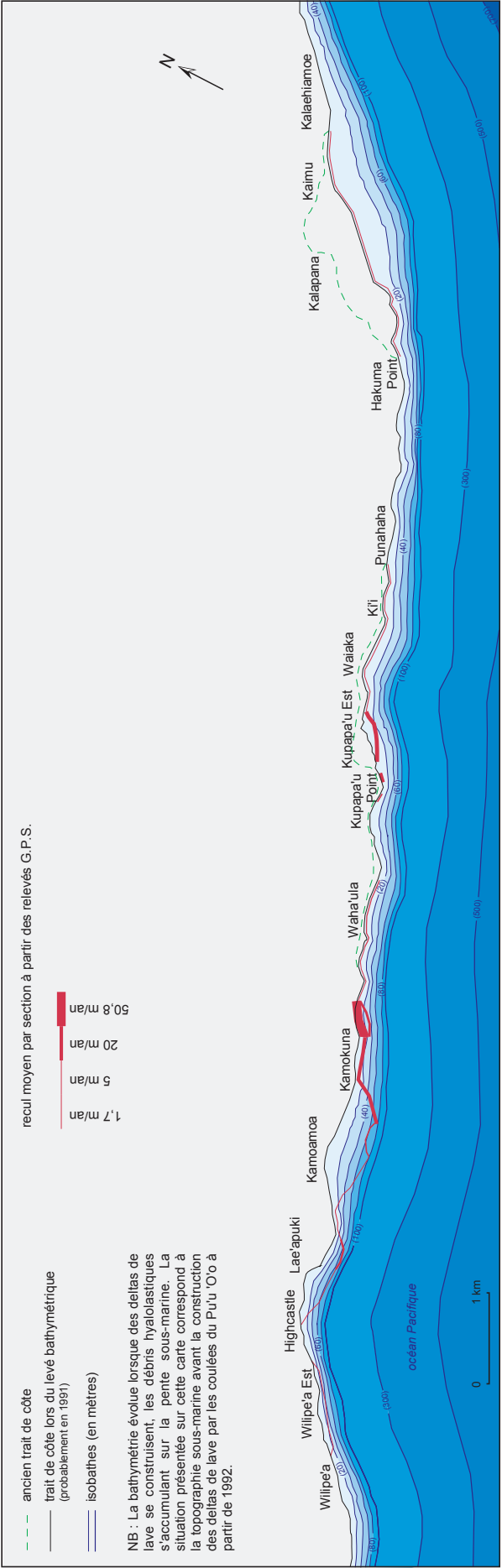
D'autre part, dans certains secteurs, le recul maximum est très supérieur au recul moyen, dénotant probablement la présence d'effondrements localisés ou d'une portion du delta plus sensible aux dynamiques érodant sa falaise. C'est le cas sur le delta de Kaimū, l'extrémité occidentale de la banquette de Lae'apuki, et, dans une moindre mesure, sur la portion comprise entre la banquette de Kamokuna et Waha'ula et la banquette de Wilipe'a Est. En revanche, le rapport entre la vitesse maximale et la vitesse moyenne, en général proche de deux, peut être parfois nettement inférieur. Ainsi, au niveau de l'anse en arrière de la banquette de Kamokuna, sur la portion entre Kamoamo et cette banquette, sur les banquettes de Kupapa'u Point et celles de Highcastle et Kealakomo, le rapport peut tomber à 1,2, montrant soit l'absence d'événements cataclysmiques, soit sa généralisation sur l'ensemble du delta.

d) L'intervention de la bathymétrie d'avant-côte

Ces différences peuvent être mises en relation avec la structure du delta ou de son soubassement hyaloclastique, ou bien encore avec les conditions topographiques locales. En effet, la bathymétrie de l'avant-côte va influencer la possibilité de survenance de mouvements de terrain, comme nous l'avons déjà fait remarquer pour les deltas actifs (*cf.* Chapitre I. Section C.1.d.).

La figure 30 montre la bathymétrie du secteur étudié avant l'éruption du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha. Le recul moyen, calculé à partir des données recueillies au G.P.S., a été ajouté, même si les deltas n'étaient pas encore construits lors des levés bathymétriques. Pendant la genèse des deltas, les hyaloclastites vont s'accumuler sur la pente sous-marine et en modifier la topographie. La bathymétrie indiquée ne correspond donc pas à celle contemporaine du recul des deltas de lave.

Malgré des changements indéniables dans la topographie sous-marine, il semble y avoir une opposition entre les secteurs où la pente sous-marine était raide et ceux où elle était plus douce. Dans le premier cas, le recul est rapide comme à Kamokuna et à l'est de ce lieu-dit, et, dans le second, l'érosion du trait de côte est plus lente, à l'instar de ce qui se



Fond bathymétrique issu de la carte au 1:150 000 de W.W. Jr. Chadwick *et al.* (1993a).

Le trait de côte est supposé dater de 1990-1991 (bates de Kaimu et à l'est de Kupapa'u Point remplies)

Figure 30 : Bathymétrie du secteur côtier entre Wilipe'a et Kalaehiamoe avant les éruptions du Pu'u 'O'o-Kupaianaha

passé dans la baie de Kaimū où le recul est à peine décelable. Il est néanmoins difficile de tirer des conclusions en raison de la formation relativement lointaine de ce delta (1990) qui pourrait être le facteur discriminant.

En fait, la pente sous-marine relativement faible du tapis de débris limite les mouvements d'origine gravitaire. Une forte pente les exacerbe au contraire. Les deltas de lave peinent donc à s'étendre là où le talus est pentu. Si une forme de construction se crée, son recul est rapide, d'autant plus que l'attaque des vagues y est également plus intense, comme nous le verrons plus loin (*cf.* Chapitre III. Section C.1.c.).

Le manque d'informations sur la bathymétrie actuelle de l'avant-côte nous empêche de confirmer cette hypothèse. Elle pourrait néanmoins expliquer, entre autres, le recul important du secteur de Kamokuna, malgré son âge relativement élevé, et l'érosion limitée de deltas récents, à Highcastle ou dans la portion comprise entre l'est de la banquette de Kamokuna et Waha'ula.

e) Quantification des volumes érodés

Afin de préciser notre étude, nous avons tenté de quantifier le volume de matériel emporté par l'érosion. Nous avons choisi l'exemple de deux deltas où le recul était important : le secteur de Kamokuna, compris entre l'anse à l'est de ce site et Kamoamoa, et la banquette de Kupapa'u Est. A l'aide du logiciel MapInfo, la surface érodée a été mesurée. Elle s'élevait à 274 800 m² dans le premier cas (en près de cinq ans) et 15 260 m² dans le second (en 15 mois et demi). La hauteur de la tranche de roche enlevée est plus difficile à estimer. Les falaises étant hautes d'une douzaine de mètres sur le littoral en 2002, nous avons utilisé une hauteur moyenne de 10 m pour la partie érodée du delta de lave de Kamokuna. Pour celui de Kupapa'u Est, la hauteur de la falaise oscillant entre 3 et 8 m, nous avons utilisé une valeur de 5 m.

L'estimation grossière du volume de roche ayant subi une ablation atteint 2 748 000 m³ à Kamokuna et 76 300 m³ à Kupapa'u Est, soit respectivement 1 576 m³ et 165 m³ par jour en moyenne. Elle permet de mesurer l'efficacité des processus. Pour comparaison, le taux d'érosion de 2 000 000 m³ estimé à Surtsey durant l'hiver 1967/1968 (Norrman, 1970) est proche de celui de Kamokuna. Ce matériel vient nourrir le talus de débris. Une infime partie reste sur la côte, au pied de la falaise. Elle pourra éventuellement être redistribuée par la dérive littorale vers d'autres secteurs du rivage ou vers l'avant-côte.

A partir de relevés du trait de côte au G.P.S., nous avons pu estimer grossièrement la vitesse de recul des deltas de lave inactifs. Ces résultats ne donnent qu'un ordre d'idée en raison de l'imprécision de la méthode et du caractère théorique d'une moyenne calculée sur un an. Elle a tout de même permis de remarquer la diminution rapide dans le temps de

l'érosion du trait de côte. L'hypothèse de départ est donc vérifiée, même si elle doit être nuancée par l'intervention d'autres facteurs.

Cette décroissance des vitesses de recul s'explique par un changement des dynamiques érosives. Dans un premier temps, les effondrements de portions de deltas ou de l'ensemble du delta sont toujours possibles, alors que, dans un second, la part des processus marins s'accroît. D'autres processus vont intervenir : l'étude réalisée sur les deltas de lave récemment inactifs du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha et détaillée ensuite les a mis en évidence.

B. Méthodologie de l'étude des profils topographiques

Les deltas de lave, nous l'avons vu, reculent relativement rapidement au gré des effondrements initiés par les glissements du tapis hyaloclastique sous-jacent. Pourtant, les vitesses de recul diminuent fortement au bout de quelques années en raison de la moindre importance des effondrements. Les deltas de lave sont-ils pour autant stabilisés ? Pour répondre à cette question, nous avons mené au cours de nos différentes missions une série de mesures topographiques sur des deltas de lave récents, avec l'aide de David Sherrod, volcanologue du *U.S. Geological Survey* à l'observatoire volcanologique hawaïen.

1. Le choix des profils topographiques

Huit profils topographiques ont été choisis sur trois deltas différents (figure 31, photo 14). Les axes A, B et C ont été installés sur le delta de Wilipe'a Est, construit en 1995 (photo 15). Les profils D, E et F se situent sur le delta de Lae'apuki, créé de 1996 à janvier 1997, puis recouvert et prolongé dans sa partie ouest par de nouvelles coulées entre décembre 1999 et avril 2000 (photo 16). Les lignes G et H, peu étendues, se trouvent sur une banquette étroite construite au pied de la falaise de Highcastle en décembre 1999 (photo 17). Les deltas de lave étudiés sont donc relativement récents, quelques mois à sept ans séparant leur construction des mesures effectuées. La longueur de ces profils, correspondant à la largeur des banquettes en contrebas de la falaise morte, varie de 14 à 65 mètres.

Le choix des profils a été guidé par l'accessibilité des banquettes. Toutes sont relativement proches de la *Chain of Crater Road*. La ligne D, la plus éloignée, se trouvait à

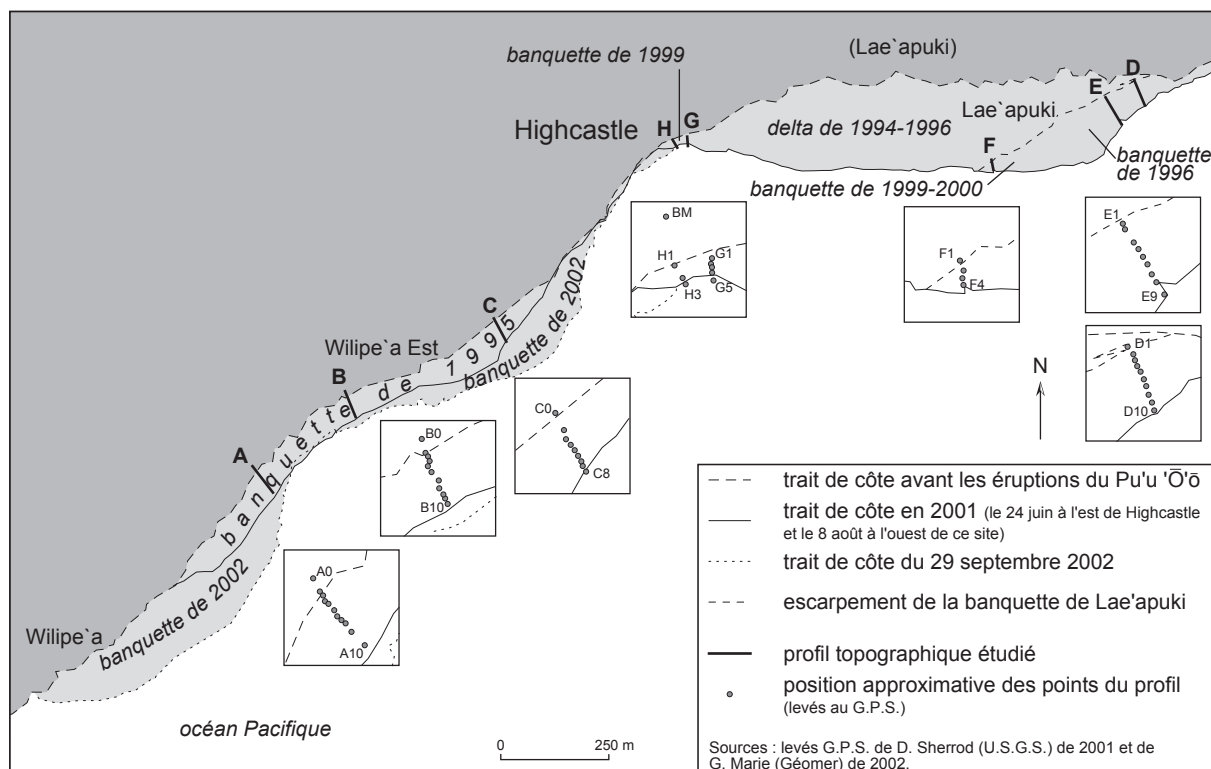


Figure 31 : Carte de localisation des profils topographiques étudiés sur les banquettes construites par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō



Photo 14 : Vue aérienne vers le sud-ouest de la côte entre Lae'apuki et 'Apua Point, prise le 30 mars 2000 (HVO)



Photo 15 : Mesures sur le profil A de la banquette de Wilipe'a Est avant son recouvrement par de nouvelles coulées (12 septembre 2002)

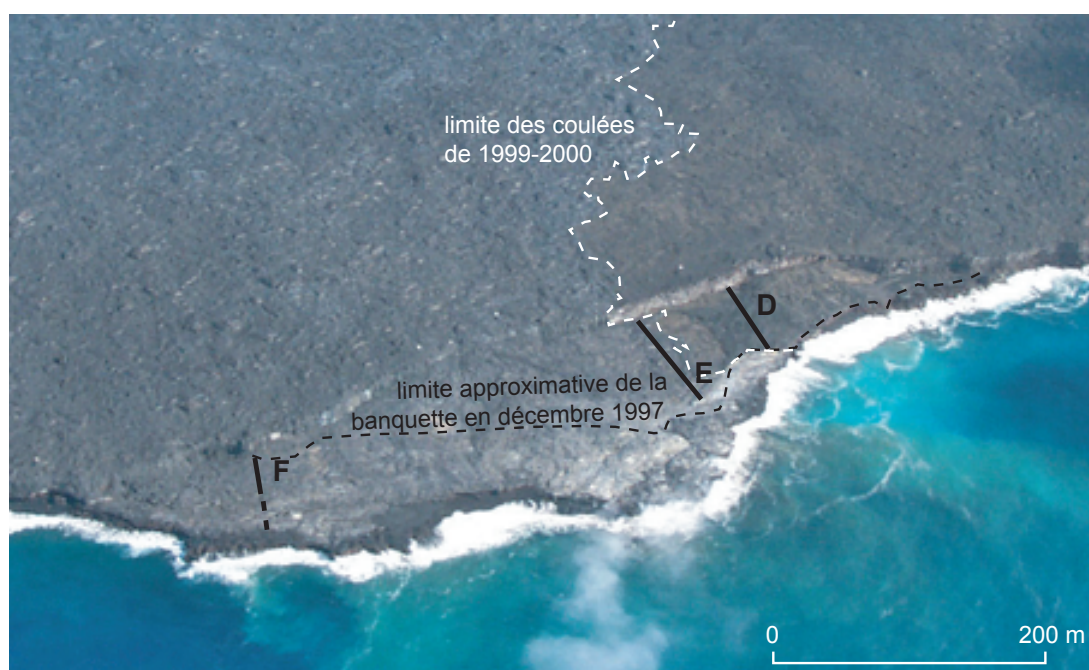


Photo 16 : Vue aérienne de la banquette de Lae'apuki prise le 16 mars 2000 (source : HVO)

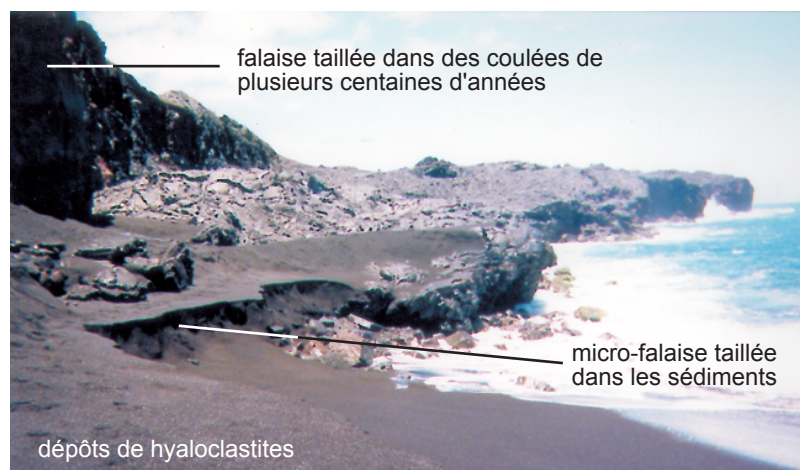


Photo 17 : Vue de la banquette de Highcastle vers l'est (juin 2000)

environ 2,5 km de la fin de cette route en 2000 et à plus de 3 km en 2003, en raison du recouvrement de la voie par des coulées du Pu'u 'Ō'ō. Le choix des banquettes étudiées s'explique aussi par la diversité de l'âge des deltas et par les différences morphologiques (haute et ancienne falaise morte en arrière de la banquette de Highcastle, falaise morte totalement recouverte en arrière du profil B, banquette construite en deux phases distinctes pour le profil E, conditions marines plus calmes pour la banquette de Highcastle). Il faut noter que tous les deltas étudiés sont composés de coulées pāhoehoe, à l'exception de la partie proximale des profils G et H recouverte d'une coulée de lave 'a'ā.

2. La technique utilisée

Des clous, distants en moyenne de 6 à 7 m, ont été plantés et cimentés dans la roche selon un tracé plus ou moins rectiligne, de la marge interne (falaise morte) à la marge externe (falaise active). Un clou témoin, supposé stable, a également été inséré au sommet de la falaise morte après la première campagne, en droit de ce profil, pour servir de point de calage pour le calcul des mouvements verticaux (points A0, B0, C0, D1, E1, F1 et G-H0).

Le sommet de la falaise morte n'est cependant pas forcément stable verticalement, car il peut se trouver sur un delta de lave relativement récent. Ainsi, J. Kauahikaua a mesuré un affaissement atteignant 13 mm par mois et un exhaussement jusqu'à 27 mm par mois en arrière de la falaise morte dominant la banquette de Kupapa'u Est (Marie *et al.*, 2003). Ces mesures ont été effectuées respectivement entre le 16 décembre 2002 et le 4 février 2003 et entre le 4 février et le 4 mars 2003, sur le delta de lave, construit entre 1987 et 1990, et recouvert par des coulées de lave entre avril 2001 et janvier 2002. Malgré leur imprécision (marge d'erreur inconnue), ces mesures montrent que la côte sud du Kīlauea, récemment construite, n'est probablement pas totalement stable, et qu'au-delà des mouvements de subsidence régionale, de légers mouvements d'affaissement ou d'exhaussement existent, complexes et différenciés selon les lieux. Dans notre étude, nous ne mesurerons donc que les mouvements des banquettes par rapport à la côte plus ancienne, en gardant présente à l'esprit la probable instabilité de l'ensemble de la plaine côtière au sud du volcan Kīlauea.

Pour mesurer les mouvements du delta, nous avons utilisé un tachéomètre à visée laser appartenant au H.V.O. L'appareil mesure les distances (horizontales, verticales et angulaires) et les angles (horizontaux et verticaux) entre la lunette et le miroir de la mire posée sur le centre du clou mesuré. Le rayon laser est réfléchi sur le miroir et retourne au tachéomètre. C'est ce temps de retour qui permet à l'instrument de calculer automatiquement les distances. Une seule station a généralement été nécessaire pour embrasser l'ensemble des points du profil.

Cinq campagnes de mesures ont été effectuées les 26 mai 2000, 29 décembre 2000 (sans ma participation), 12 juin 2001, 12 septembre 2002 et 23 juillet 2003. Tous les profils n'ont pas été mesurés à chaque fois en raison de contraintes de temps et de la pénibilité de la traversée des coulées de lave, notamment lorsqu'elles étaient actives comme en 2002 (figure 32). Les lignes A et B, les plus faciles d'accès, ont été les plus fréquemment mesurées. Les profils ont été pour la plupart recouverts par de nouvelles coulées provenant du Pu'u 'Ō'ō, en septembre 2002, juste après l'avant-dernière campagne, pour les profils du delta de Wilipe'a Est, et fin novembre 2002 pour les profils F, G et H.

		Dates des campagnes de mesure				
Delta	Profil	26 mai 2000	29 décembre 2000	12 juin 2001	12 septembre 2002	23 juillet 2003
Wilipe'a est	A					
	B					
	C					
Lae'apuki	D					
	E					
	F					
Highcastle	G					
	H					

Figure 32 : Profils mesurés lors des campagnes de mesure d'instabilité des banquettes de lave

3. Le calcul des mouvements verticaux et horizontaux

a) Les étapes pour le calcul des mouvements

Avant de calculer les mouvements verticaux et horizontaux des deltas de lave de Wilipe'a Est, Highcastle et Lae'apuki, nous avons dû, tout d'abord, déterminer quelles étaient les valeurs à retenir. En effet, pour estimer la précision des mesures, certains points ont été mesurés plusieurs fois lors de la même campagne. La moyenne des valeurs obtenues a alors été conservée, en excluant le cas échéant la ou les série(s) comportant une erreur de lecture ou de saisie. Ces erreurs ont été repérées en comparant la distance horizontale H_d mesurée par l'appareil entre le tachéomètre et la mire et cette même distance calculée à partir de la distance verticale V_d et de la distance selon la pente S_d entre le tachéomètre et la mire (H dans l'annexe V). Les valeurs H_d et H doivent être égales.

Pour mesurer les mouvements verticaux entre deux dates, nous avons ensuite simplement soustrait la hauteur à la première date de celle de la seconde date, les deux valeurs ayant été préalablement rapportées à la hauteur du point de calage. Pour les mouvements horizontaux, les longueurs des segments compris entre deux points du profil ont été déterminées par des calculs de triangulation lors de chaque campagne de mesures. Elles ont ensuite été comparées entre elles pour déterminer les sites de compression et d'écartement. Les mouvements verticaux et horizontaux ont enfin été ramenés à des taux annuels pour pouvoir suivre leur évolution dans le temps.

b) Le choix du point de calage pour les profils de Wilipe'a Est

Nous avons dû rechercher le point le plus stable de chacun des profils du delta de Wilipe'a Est pour la période mai 2000 – décembre 2000 afin d'estimer les mouvements verticaux. En effet, les points de calage 0 en sommet de falaise morte, supposés stables, ont été installés après les premières mesures pour les lignes A, B et C. Nous avons identifié les points présumés les plus stables entre mai et décembre 2000 à partir de leur stabilité pendant la période suivante, entre décembre 2000 et juin 2001 (entre juin 2001 et septembre 2002 pour le profil C). Il faut tout de même noter qu'un point stable lors de la première période peut être instable lors de la seconde, et vice-versa. Les points suivants ont été choisis comme points de calage pour la première période étudiée :

- A4 (affaissement de 0,1 mm entre décembre 2000 et juin 2001)
- B2 (affaissement de 2,2 mm entre décembre 2000 et juin 2001)
- C1 (affaissement de 0,2 mm entre juin 2001 et septembre 2002)

La subsidence estimée entre mai et décembre 2000 est ensuite rajoutée à celle réelle constatée entre décembre 2000 et septembre 2002. On obtient la subsidence minimale qui s'est produite, en supposant que la partie interne de la banquette a été stable pendant la première période, ce qui n'a peut-être pas été le cas, notamment pour le profil B.

c) Le choix du point de calage et l'estimation de la précision pour les profils de Highcastle

Pour les profils de la banquette de Highcastle se posait le problème de la précision et du choix du point repère. En effet, trois points de calage se trouvaient sur le sommet de la falaise morte : le point G-H0 installé par nos soins, un point coté ou « benchmark », et un clou ayant servi à d'anciennes mesures du H.V.O. En raison de la hauteur de la falaise morte à cet endroit (12 à 15 mètres), l'éloignement entre ces points de calage et les points du profil a pu être source d'imprécision.

Nous avons choisi comme point repère le point coté (benchmark) car il est le seul à avoir été mesuré pour chacune des campagnes. Les deux autres points ont été utilisés comme relais pour calculer la hauteur des différents points des profils G et H rapportée à celle du point coté et estimer la marge d'erreur.

En juin 2001, l'altitude de l'ancien clou pose des problèmes de précision et n'a finalement été utilisée que pour estimer la marge d'erreur lors de cette campagne. En effet, la distance verticale entre ce point et le point G-H0 variait du simple au double selon que la mesure ait été effectuée à partir de la station sur la banquette ou grâce à la station au sommet de la falaise. Pour l'estimation de la précision des mesures de juin 2001, la dénivellation calculée à partir de la station sommitale, erronée, a été remplacée par celle de décembre 2000. La marge d'erreur de 4,4 mm (cf. figures 39 et 40) reste néanmoins élevée car elle tient compte des déformations qui ont pu exister de par la hauteur de l'escarpement entre les points hauts et les points bas.

4. La précision des résultats

a) Le calcul de la marge d'erreur pour les mouvements verticaux

Des mesures répétées de la plupart des points du profil et d'un miroir témoin extérieur au profil et servant d'autre point de calage ont permis d'estimer la précision de notre méthode à chacune des campagnes. Les variations dans les mesures sont liées aux légers mouvements du tachéomètre en raison du vent (parfois fort) ou du tassement du sol (lave récente fracturée), à la précision lors de la visée du centre du miroir, à la non-verticalité de la mire, aux éventuelles erreurs de lecture, aux déformations créées par l'échauffement de l'air par le soleil et à la précision technique de l'appareil.

Pour les points ayant été mesurés plusieurs fois lors d'un même levé, un intervalle de confiance (à 95 %) a été calculé en utilisant l'écart-type et le nombre de mesures. La formule utilisée est la suivante :

$$IC = I \times \left(\frac{\sigma}{\sqrt{n}} \right)$$

où l'indice **I** est calculé à partir du niveau critique α , lui-même calculé à partir du niveau de confiance souhaité :

$$\text{ici, } \alpha = 1 - (95/100) = \mathbf{0,05}$$

$$\text{et } I = \mathbf{1,96} \text{ (zone sous la courbe normale standard 0,05),}$$

σ correspond à l'écart type des différentes mesures relevées,

n correspond au nombre de mesures effectuées pour le point.

Pour estimer la précision des points n'ayant été mesurés qu'une seule fois, nous avons utilisé les distances verticales (V_d) des points mesurés à plusieurs reprises. La plus haute mesure a été soustraite à la plus basse pour chacun de ces points, la différence la plus importante ayant été conservée comme marge d'erreur pour les points mesurés qu'une seule fois. Cette opération a été répétée pour chaque profil et pour chacune des campagnes.

Par exemple, pour le profil A mesuré en mai 2000, seuls les points A1 et A10 ont été mesurés plusieurs fois. L'intervalle de confiance (à 95 %) de leur distance verticale est de respectivement 0,5 et 0,2 mm. Pour les autres points du profil, nous considérons que la distance verticale mesurée est valable avec une barre-erreur de plus ou moins l'écart maximal obtenu pour la distance verticale de A1 ou de A10. Celle de A1 ayant été comprise entre 1,2272 et 1,2283 m, on suppose que toutes les autres distances verticales ont pu être inférieures ou supérieures de 1,1 mm⁷.

Les mesures de décembre 2000 du profil G constituent un cas particulier. Le seul point mesuré à plusieurs reprises (G1) présentait une différence de 1,9 mm entre ses distances verticales extrêmes, alors que l'indice de confiance était de seulement 3,9 mm. Dans ce cas c'est l'indice de confiance qui a été conservé comme barre-erreur pour l'ensemble des points du profil. Enfin, la marge d'erreur de 4,4 mm, utilisée pour les points des profils G et H mesurés qu'une seule fois en juin 2001, a déjà été expliquée auparavant.

Il est possible que la marge d'erreur choisie par cette méthode soit surestimée, puisqu'elle a été appliquée à tous les points, alors qu'elle ne concerne à l'origine que le point le plus imprécis. Cependant, il nous a paru important de souligner l'existence d'une marge d'erreur relativement élevée pour en tenir compte dans l'interprétation des résultats.

Pour les comparaisons diachroniques servant à l'estimation des mouvements verticaux, les marges d'erreur des deux dates ont été additionnées pour obtenir la marge d'erreur sur l'ensemble de la période. Nous n'avons pas rajouté à celle-ci la marge d'incertitude du point présumé stable à partir duquel sont calculés les mouvements, car ce point est de toute façon supposé fixe par définition.

b) Le calcul de la marge d'erreur pour les mouvements horizontaux

Pour évaluer la précision des mouvements horizontaux, nous avons procédé différemment. L'écartement ou la compression du delta le long des profils topographiques a été déterminé en comparant les différents segments du profil compris entre deux clous. Nous avons donc calculé dans un premier temps la longueur de ces segments, selon les distances horizontales (H_d) et angulaires (H_a) mesurées. Nous en avons déduit une marge d'erreur pour les segments où l'une des deux bornes, voire les deux, avait été mesurée à plusieurs

⁷ Les valeurs citées dans ce paragraphe sont surlignées en gris dans l'annexe V.

reprises. En raison des différences constatées, nous n'avons pas estimé le degré de précision des segments lorsqu'aucune comparaison n'était possible, c'est-à-dire lorsqu'une seule mesure avait été effectuée pour les deux bornes du secteur.

Dans un deuxième temps, la marge d'erreur conservée pour les mouvements horizontaux a été obtenue par l'addition de la précision du segment aux deux dates considérées, lorsque celles-ci avaient été estimées. Contrairement aux mouvements verticaux, la marge d'erreur des mouvements horizontaux, lorsqu'elle existe, a, cette fois-ci, été parfois sous-estimée, car la précision des deux bornes du segment n'a pas toujours été calculée aux deux dates.

Enfin, lorsque la valeur brute a été transformée en valeur annuelle, la marge d'erreur des mouvements verticaux et horizontaux a, elle aussi, été rapportée au nombre de jours. Il est important de tenir compte de cette marge d'erreur, même si celle-ci n'est qu'estimée. Il est possible qu'un mouvement apparemment significatif (valeur supérieure à la marge d'erreur) ne le soit pas en réalité, et vice-versa. Malgré cette incertitude, les mesures effectuées vont tout de même nous permettre de mieux appréhender les mouvements au sein des deltas de lave récemment inactifs.

C. Résultats de l'étude des profils topographiques

Nous présenterons dans cette section les résultats obtenus à partir des différents levés topographiques des huit profils étudiés. Compte-tenu de la précision des mesures (de l'ordre d'un à quelques millimètres), nous ne pouvons établir de variations altimétriques avec certitude pour certains des profils, particulièrement dans la partie proximale des banquettes. Ces résultats vont néanmoins être utiles pour la compréhension des processus que nous détaillerons dans le troisième chapitre.

1. Les mouvements verticaux

a) Graphiques

Les graphiques présentés ci-après (figures 33 à 40) ont été élaborés en rapportant chacune des altitudes à un point de calage supposé stable, généralement situé sur le

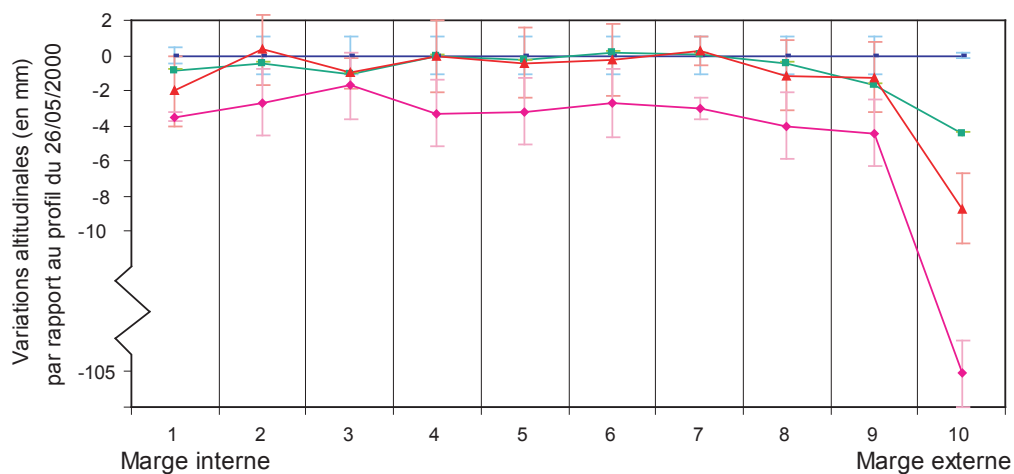


Figure 33 : Les mouvements verticaux sur le profil A, long de 65 m (banquette de Wilipe'a Est)

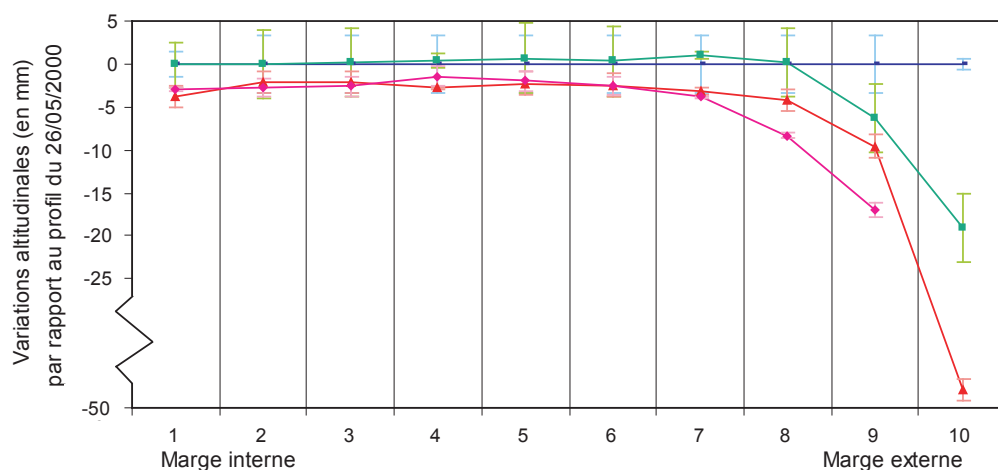


Figure 34 : Les mouvements verticaux sur le profil B, long de 49 m (banquette de Wilipe'a Est)

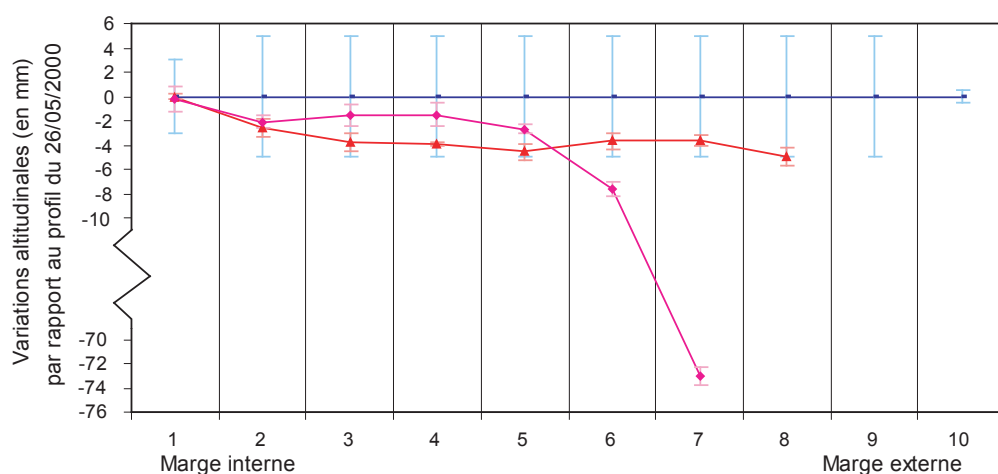
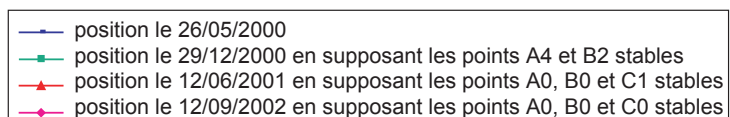


Figure 35 : Les mouvements verticaux sur le profil C, long de 53 m (banquette de Wilipe'a Est)



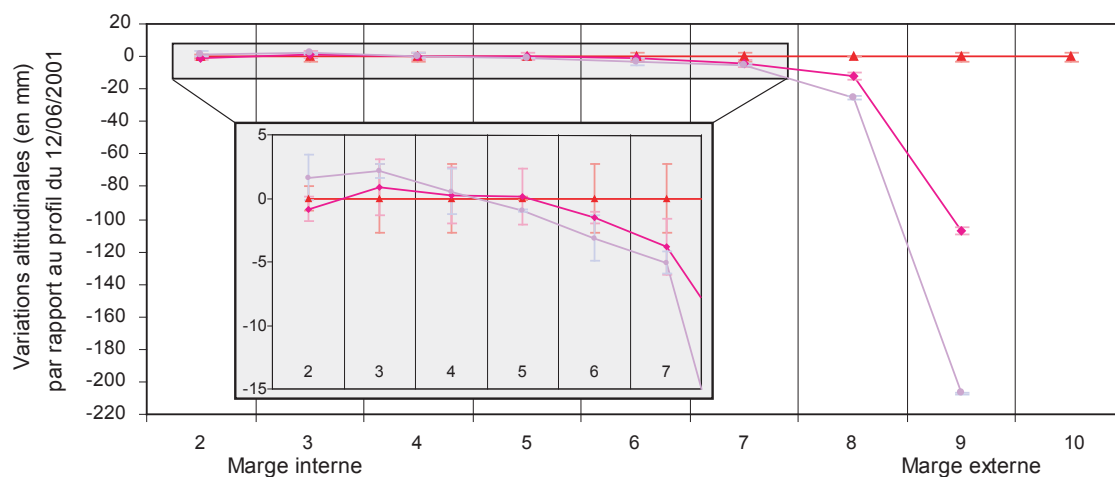


Figure 36 : Les mouvements verticaux sur le profil D, long de 57 m (banquette de Lae'apuki)

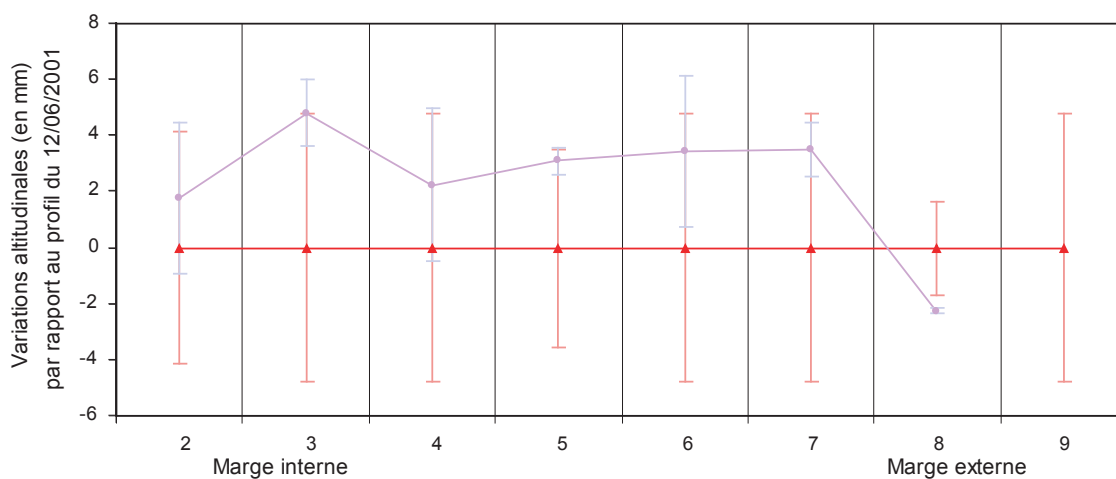


Figure 37 : Les mouvements verticaux sur le profil E, long de 68 m (banquette de Lae'apuki)

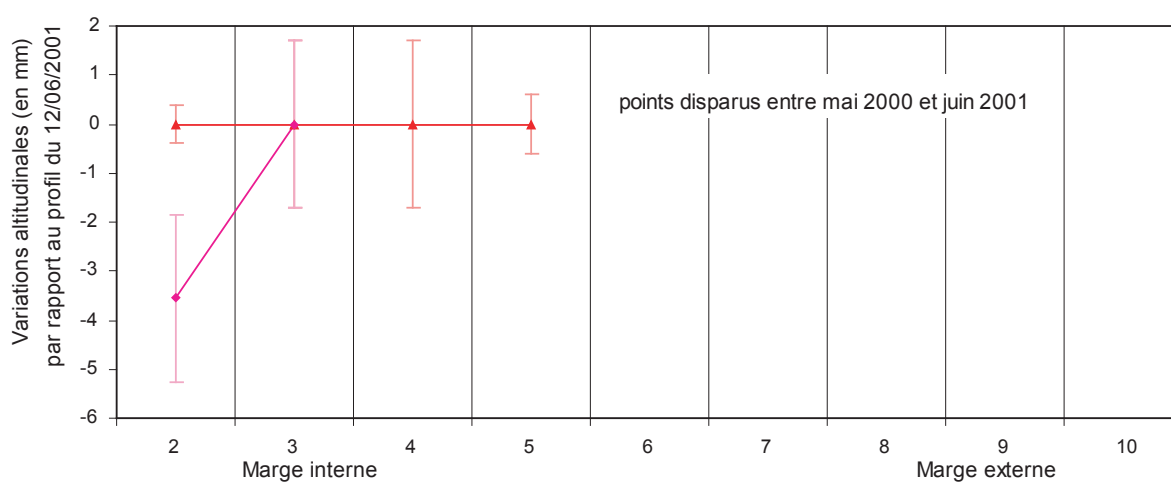
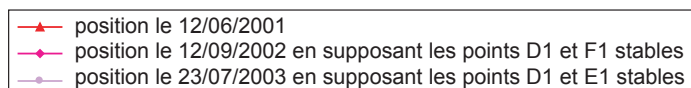


Figure 38 : Les mouvements verticaux sur le profil F, long de 14 m (banquette de Lae'apuki)



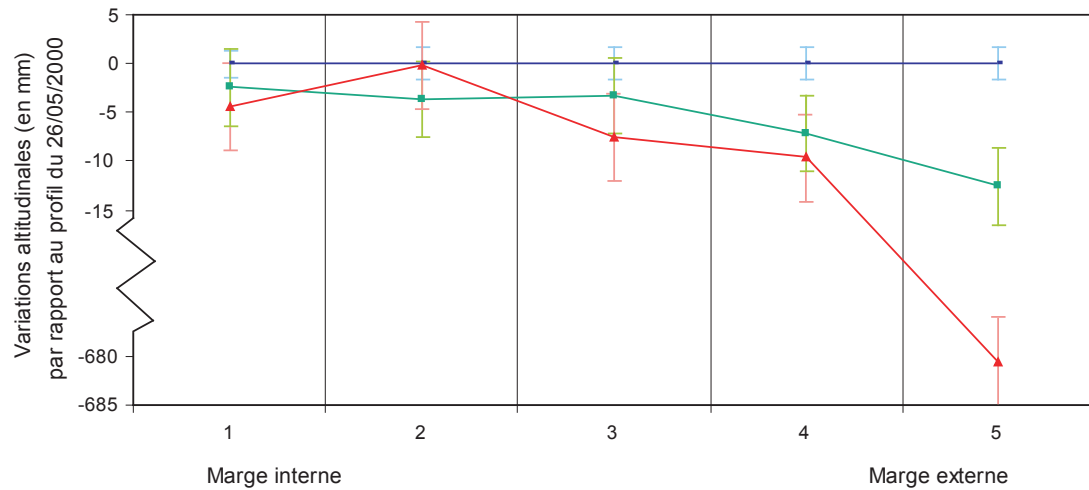


Figure 38 : Les mouvements verticaux sur le profil G, long de 21 m (banquette de Highcastle)

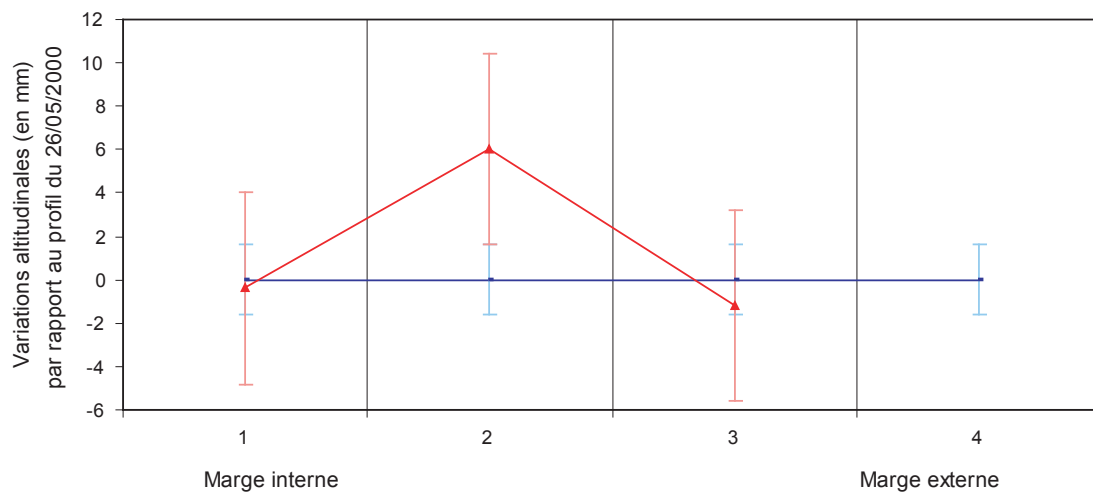
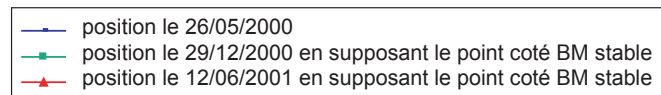


Figure 39 : Les mouvements verticaux sur le profil H, long de 17 m (banquette de Highcastle)



sommet de la falaise morte. Les barres-erreurs représentent pour chacun des points la marge d'incertitude, estimée à partir de la méthode décrite précédemment.

b) Description des résultats

Les mouvements verticaux relevés lors de cette étude, sur des périodes variant de 382 jours (Highcastle) à 839 jours (Wilipe'a Est), sont faibles à modérés contrairement à ce qui était suspecté. Ces résultats ne sont pas sans intérêt car ils témoignent d'une stabilisation plus précoce des deltas de lave que ce que nous avions soupçonné.

On remarque qu'en règle générale les banquettes de lave ont tendance à s'affaisser au cours du temps, de façon plus marquée dans la partie distale (affaissement centimétrique à pluri-centimétrique). Cet affaissement est généralement croissant en direction de la marge externe, donnant aux graphiques une forme plongeante. Ceci est particulièrement visible sur les profils A, B, D et G.

L'affaissement de la marge externe peut atteindre des valeurs importantes (10,5 cm pour A10, 20,7 cm pour D9 ou même 68,2 cm pour G5), ce qui explique son traitement à part dans le prochain chapitre. En effet, les mécanismes responsables des mouvements verticaux (et horizontaux) dans la partie distale des banquettes de lave sont distincts des processus opérant au sein même des banquettes.

Par ailleurs, on observe quelquefois un abaissement de la banquette dans sa partie proximale, même si celui-ci est plus faible et de manière parfois discontinue dans le temps (A1, B1, F2 et G1). Il n'y a, en revanche, jamais stabilité de la partie distale, à l'exception des profils très courts où cette section a été érodée (lignes F et H). Parfois les banquettes semblent totalement stables compte-tenu de la marge d'erreur (profils E et H).

Certains points montrent un léger exhaussement entre deux levés (B4, C3 à C5 entre juin 2001 et septembre 2002), bien qu'il soit souvent impossible de l'attester avec certitude en raison du manque de précision (ligne E, partie interne du profil D, point H2).

Enfin, il arrive parfois que des points disparaissent en raison de l'érosion de la banquette (cas des points F5 à F9 avant même le premier levé), dénotant un recul qui peut être extrêmement rapide. On peut également remarquer le recul continu de la partie orientale de la banquette de Wilipe'a Est au niveau du profil C.

c) Tableaux récapitulatifs

Les figures 41 à 48 sont des tableaux récapitulatifs des mouvements verticaux sur les différents profils étudiés. Les valeurs brutes ont été transformées en valeurs annuelles (colonnes grisées) pour permettre une comparaison entre les différents profils et les différentes périodes. On s'aperçoit que les mouvements varient entre $-148,1 (\pm 1,8)$ cm/an et $+1,9 (\pm 0,9)$ mm/an (respectivement G5 entre décembre 2000 et juin 2001 et C4 entre juin 2001 et septembre 2002). L'exhaussement maximum a en fait atteint $+5,7 (\pm 5,7)$ mm/an avec le point H2 entre mai 2000 et juin 2001, mais il est beaucoup plus imprécis.

L'évolution dans le temps de ces mouvements n'est pas forcément constante (voir les valeurs annuelles des figures 42, 43, 44, 45 et 48). Il convient de noter qu'il est difficile de conclure avec, au mieux, deux dates intermédiaires. Il semble pourtant que les marges externes de chacun des profils subissent un affaissement progressif (A10, B10, C7, D8, D9, G5). D'une manière générale, aucune tendance nette ne se dégage pour les autres segments du profil. On note juste une légère tendance à l'accélération de l'affaissement pour le profil A dans son ensemble, ce qui va à l'encontre de l'hypothèse de stabilisation progressive, et d'un ralentissement de l'affaissement pour le profil C, à l'exception de sa partie distale. Enfin, le profil B semble avoir évolué plus vite entre décembre 2000 et juin 2001.

2. Les mouvements horizontaux

a) Graphiques

Les campagnes de mesures topographiques ont également permis de calculer la distance entre les différents points de chaque profil. La comparaison des distances a permis d'établir l'écartement ou la compression des différentes portions des profils. La précision des distances est cependant beaucoup moins précise que celle des hauteurs (calculs par triangulation). La marge d'erreur des mouvements horizontaux peut alors dépasser le centimètre, celle-ci étant le plus souvent sous-estimée (*cf. supra*), ce qui limite *a priori* les interprétations. Quelques remarques ont tout de même pu être formulées.

b) Des résultats peu probants dans la partie proximale et médiane des deltas de lave

Pour les mesures dont la marge d'erreur a été estimée, les mouvements significatifs restent rares et souvent proches du seuil de précision. A l'exception de la marge externe que

Figure 41 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne A

période	du 26/05/00 au 29/12/00				du 29/12/00 au 12/06/01				du 12/06/01 au 12/09/02				du 26/05/00 au 12/09/02			
	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)	
	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±
A1	-0.8	0.5	-1.4	0.9	-1.2	2.1	-2.6	4.6	-1.5	2.3	-1.2	1.8	-3.5	0.7	-1.5	0.3
A2	-0.5	1.2	-0.8	2.0	0.9	2.1	1.9	4.6	-3.1	3.9	-2.4	3.1	-2.7	3.0	-1.2	1.3
A3	-1.1	1.2	-1.9	2.0	0.1	1.0	0.2	2.2	-0.7	2.8	-0.6	2.2	-1.7	3.0	-0.7	1.3
A4	0.0	1.2	0.0	2.0	0.0	2.1	-0.1	4.6	-3.3	3.9	-2.6	3.1	-3.3	3.0	-1.4	1.3
A5	-0.3	1.2	-0.5	2.0	-0.1	2.1	-0.3	4.6	-2.7	3.9	-2.2	3.1	-3.2	3.0	-1.4	1.3
A6	0.2	1.2	0.3	2.0	-0.5	2.1	-1.0	4.6	-2.4	3.9	-2.0	3.1	-2.7	3.0	-1.2	1.3
A7	0.1	1.2	0.2	2.0	0.2	0.9	0.3	2.0	-3.3	1.4	-2.6	1.1	-3.0	1.7	-1.3	0.7
A8	-0.5	1.2	-0.8	2.0	-0.7	2.1	-1.4	4.6	-2.9	3.9	-2.3	3.1	-4.0	3.0	-1.7	1.3
A9	-1.7	1.2	-2.9	2.0	0.5	2.1	1.0	4.6	-3.2	3.9	-2.5	3.1	-4.4	3.0	-1.9	1.3
A10	-4.5	0.3	-7.5	0.5	-4.3	2.1	-9.4	4.6	-96.3	3.9	-77.0	3.1	-105.1	2.1	-45.7	0.9

Figure 42 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne B

période	du 26/05/00 au 29/12/00				du 29/12/00 au 12/06/01				du 12/06/01 au 12/09/02				du 26/05/00 au 12/09/02			
	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)	
	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±
B1	-0.1	4.2	-0.1	7.0	-3.7	3.9	-8.2	8.7	0.8	1.5	0.7	1.2	-2.9	1.7	-1.3	0.8
B2	0.0	7.3	0.0	12.3	-2.1	5.3	-4.8	11.7	-0.6	2.4	-0.4	1.9	-2.7	4.4	-1.2	1.9
B3	0.2	7.3	0.3	12.3	-2.3	5.3	-5.2	11.7	-0.4	2.4	-0.4	1.9	-2.6	4.4	-1.1	1.9
B4	0.4	4.2	0.6	7.0	-3.2	0.9	-7.0	2.1	1.4	1.2	1.1	0.9	-1.4	4.4	-0.6	1.9
B5	0.7	7.3	1.2	12.3	-3.0	5.3	-6.5	11.7	0.3	2.4	0.2	1.9	-2.0	4.4	-0.9	1.9
B6	0.3	7.3	0.5	12.3	-2.7	5.3	-6.1	11.7	0.0	2.4	0.0	1.9	-2.5	4.4	-1.1	1.9
B7	1.1	3.7	1.9	6.2	-4.3	0.8	-9.4	1.9	-0.7	0.6	-0.6	0.4	-3.8	3.4	-1.7	1.5
B8	0.2	7.3	0.3	12.3	-4.5	5.3	-9.9	11.7	-4.1	1.6	-3.3	1.3	-8.4	3.6	-3.6	1.6
B9	-6.3	7.3	-10.6	12.3	-3.3	5.3	-7.2	11.7	-7.4	2.1	-6.0	1.7	-17.0	4.1	-7.4	1.8
B10	-19.1	4.6	-32.1	7.8	-28.9	5.3	-63.9	11.7	érosion				-47.9	1.9	-45.8	1.8

Figure 43 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne C

du 26/05/00 au 12/06/01				du 12/06/01 au 12/09/02				du 26/05/00 au 12/09/02				
période	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)			
	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±		
C1	0,0	3,2	0,0	3,1	-0,2	1,2	-0,2	1,0	-0,2	4,1	-0,1	1,8
C2	-2,6	5,6	-2,5	5,4	0,4	1,2	0,4	1,0	-2,1	5,4	-0,9	2,3
C3	-3,8	5,6	-3,6	5,4	2,1	1,6	1,7	1,3	-1,6	5,8	-0,7	2,5
C4	-3,9	5,1	-3,7	4,9	2,4	1,1	1,9	0,9	-1,5	5,8	-0,7	2,5
C5	-4,6	5,6	-4,4	5,4	1,9	1,1	1,5	0,9	-2,7	5,3	-1,2	2,3
C6	-3,7	5,6	-3,5	5,4	-3,9	1,3	-3,1	1,0	-7,6	5,5	-3,3	2,4
C7	-3,6	5,4	-3,5	5,2	-69,5	1,3	-55,5	1,0	-73,1	5,7	-31,8	2,5
C8	-5,0	5,6	-4,7	5,4	érosion							
C9	érosion											
C10	érosion											

Figure 44 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne D

du 12/06/01 au 12/09/02			du 12/09/02 au 23/07/03			du 12/06/01 au 23/07/03						
période	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)					
	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±				
D2	-0,9	2,0	-0,7	1,6	2,5	2,8	2,9	3,2	1,6	2,8	0,8	1,3
D3	0,9	4,9	0,7	3,9	1,3	2,8	1,5	3,2	2,2	3,3	1,0	1,6
D4	0,3	4,9	0,2	3,9	0,3	4,0	0,3	4,7	0,6	4,5	0,3	2,1
D5	0,1	2,3	0,1	1,8	-1,0	2,3	-1,2	2,7	-0,9	0,2	-0,5	0,1
D6	-1,5	3,2	-1,2	2,5	-1,6	2,3	-1,9	2,7	-3,1	4,5	-1,5	2,1
D7	-3,8	4,9	-3,1	3,9	-1,2	3,1	-1,4	3,6	-5,0	3,6	-2,4	1,7
D8	-12,0	2,6	-9,6	2,1	-13,6	3,6	-15,8	4,2	-25,5	1,8	-12,1	0,8
D9	-107,0	4,9	-85,5	3,9	-100,3	3,0	-116,7	3,5	-207,2	3,5	-98,2	1,7
D10	érosion											

Figure 47 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne G

du 26/05/00 au 29/02/00		du 29/12/00 au 12/06/01		du 26/05/00 au 12/06/01	
valleur brute (en mm)	valleur annuelle (en mm/an)	valleur brute (en mm)	valleur annuelle (en mm/an)	valleur brute (en mm)	valleur annuelle (en mm/an)
variation alt.	±	variation alt.	±	variation alt.	±
G1	-2,4 5,3	-4,1 8,9	-2,0 4,2	-4,4 9,3	-4,3 1,6
G2	-3,7 5,5	-6,2 9,3	3,5 8,3	7,7 18,4	-0,2 5,7
G3	-3,3 5,5	-5,6 9,3	-4,3 8,3	-9,5 18,4	-7,3 5,7
G4	-7,2 5,5	-12,1 9,3	-2,3 4,9	-5,1 10,8	-9,1 2,5
G5	-12,6 5,5	-21,2 9,3	-668,9 8,3	-1480,7 18,4	-681,5 6,0
					-651,6 5,7

Figure 45 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne E

du 12/06/01 au 23/07/03				
période	valleur brute (en mm)		valleur annuelle (en mm/an)	
	variation alt.	±	variation alt.	±
E2	1.7	6.8	0.8	3.2
E3	4.8	6.0	2.3	2.8
E4	2.2	7.5	1.1	3.6
E5	3.1	4.0	1.5	1.9
E6	3.4	7.5	1.6	3.6
E7	3.5	5.7	1.7	2.7
E8	-2.3	1.8	-1.1	0.8

Figure 46 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne F

du 12/06/01 au 12/09/02				
période				
	valleur brute (en mm)		valleur annuelle (en mm/an)	
	variation alt.	±	variation alt.	±
F2	-3,6	2,1	-2,8	1,7
F3	0,0	3,4	0,0	2,7
F4	érosion			
F5	érosion			

Figure 48 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de la ligne H

période		du 26/05/00 au 12/06/01			
	valeur brute (en mm)		valeur annuelle (en mm/an)		
	variation alt.	±	variation alt.	±	
H1	-0.4	6.0	-0.4	5.7	
H2	6.0	6.0	5.7	5.7	
H3	-1.2	6.0	-1.1	5.7	
H4	érosion				

Figure 49 : Mouvements horizontaux sur le profil A (Wilipe'a Est)

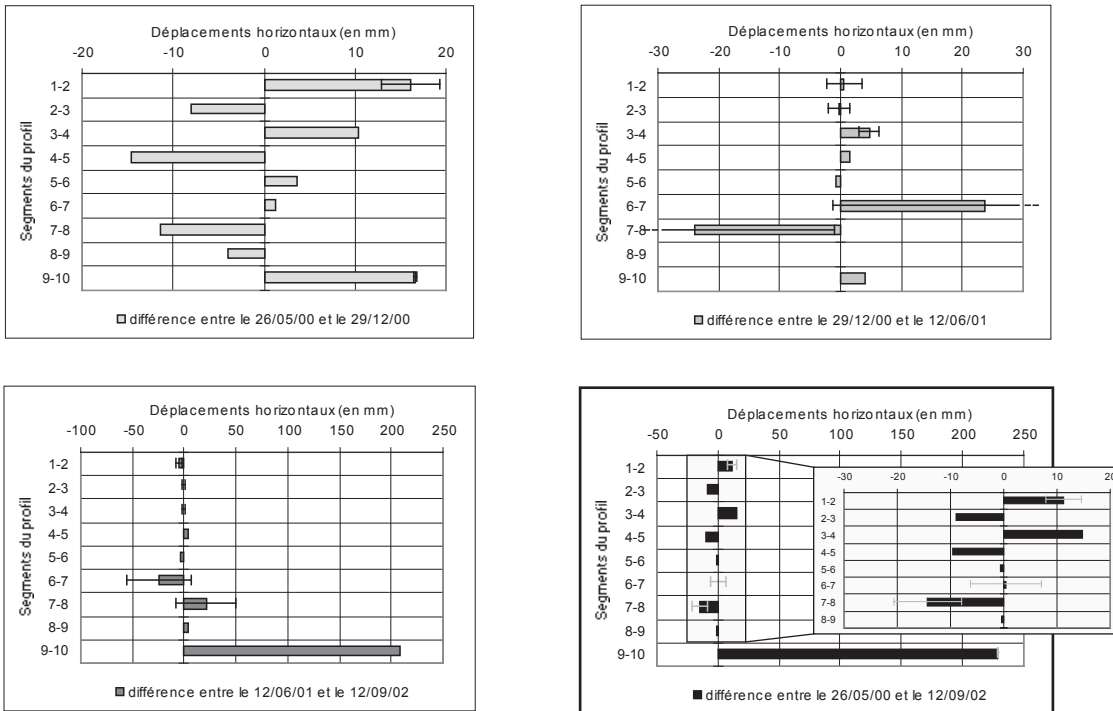
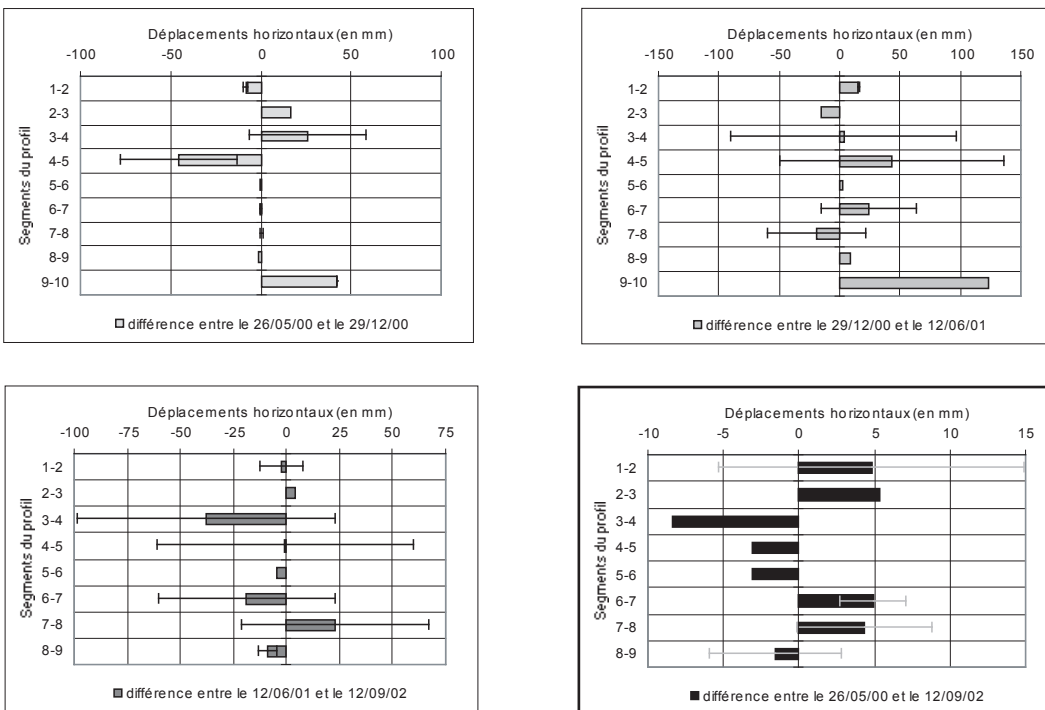


Figure 50 : Mouvements horizontaux sur le profil B (Wilipe'a Est)



Les valeurs positives indiquent un élargissement du segment (écartement) et les valeurs négatives son rétrécissement (compression). Les cadres en gras présentent les mouvements sur l'ensemble de la période d'étude.

Figure 51 : Mouvements horizontaux sur le profil C (Wilipe'a Est)

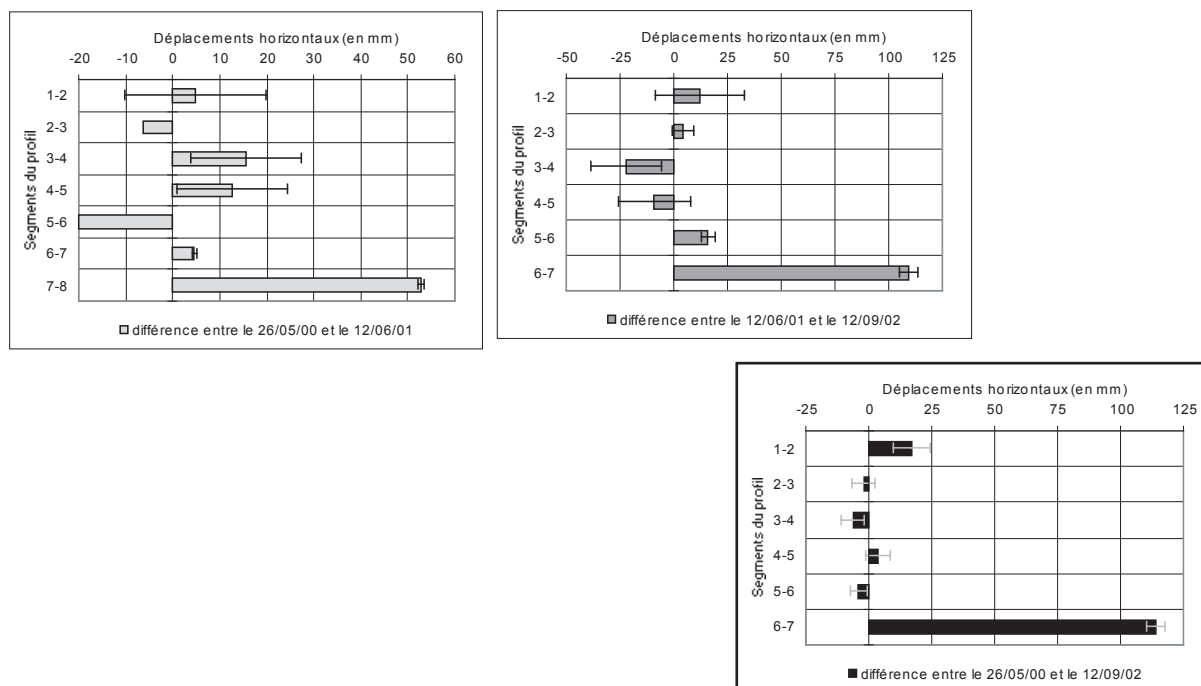
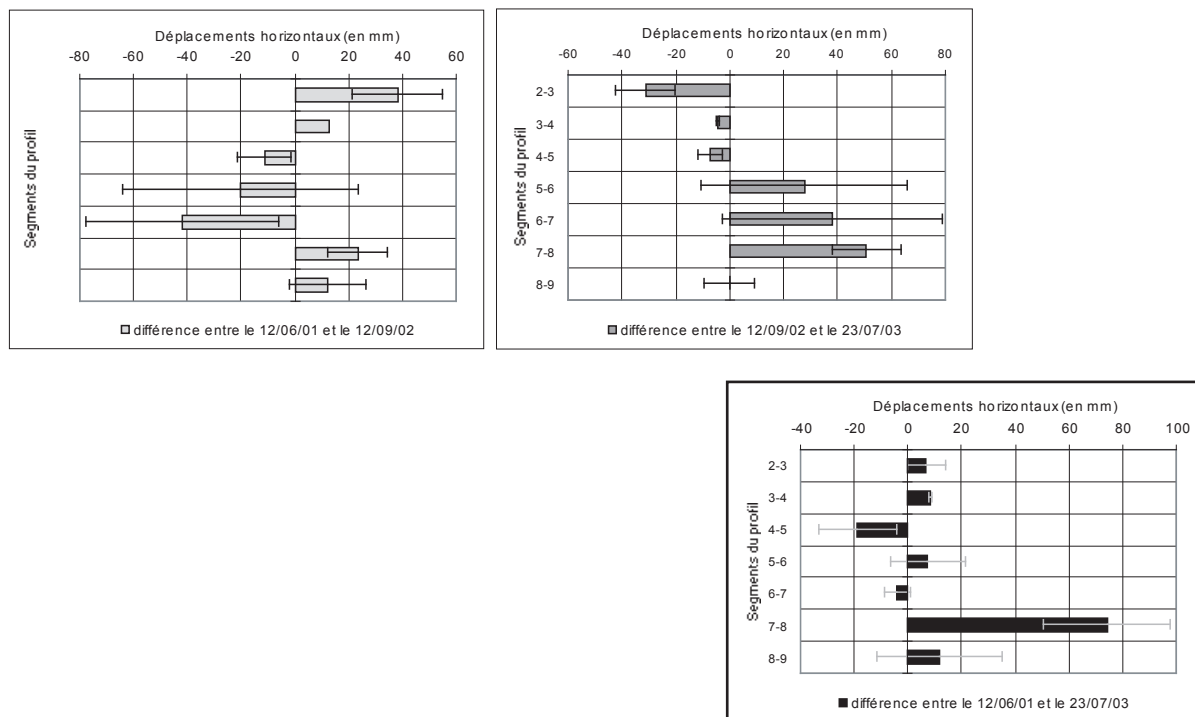


Figure 52 : Mouvements horizontaux sur le profil D (Lae'apuki)



Les valeurs positives indiquent un élargissement du segment (écartement) et les valeurs négatives son rétrécissement (compression).
Les cadres en gras présentent les mouvements sur l'ensemble de la période d'étude.

Figure 53 : Mouvements horizontaux sur le profil E (Lae'apuki)

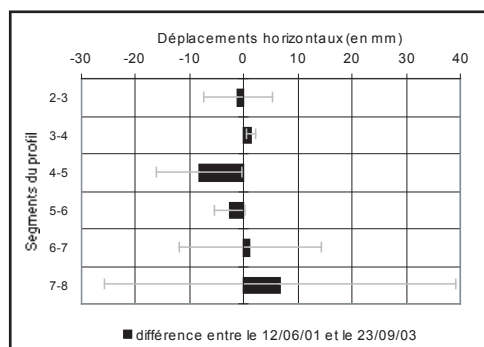


Figure 54 : Mouvements horizontaux sur le profil F (Lae'apuki)

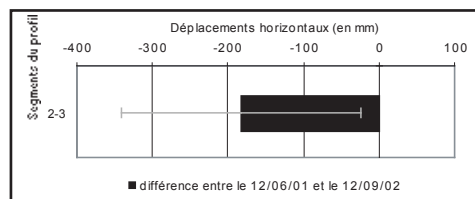


Figure 55 : Mouvements horizontaux sur le profil G (Highcastle)

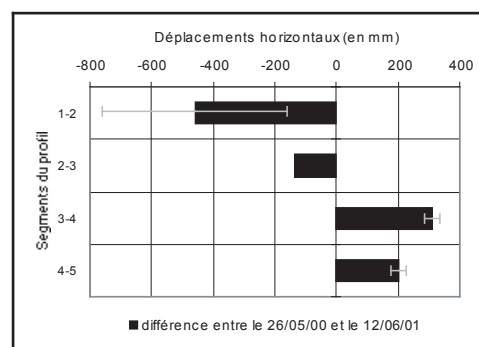
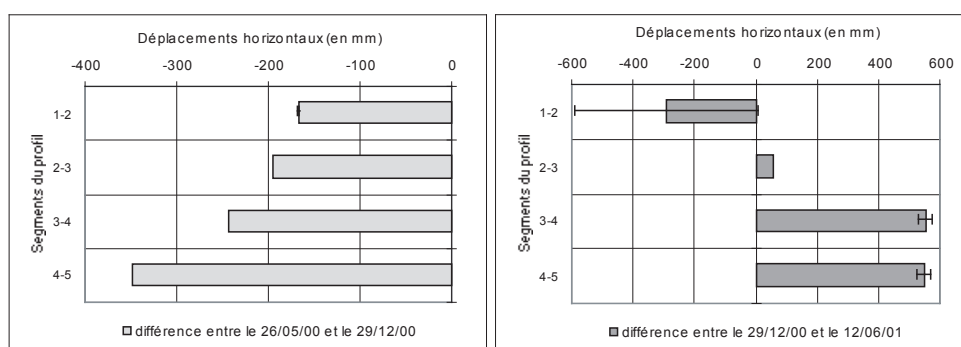
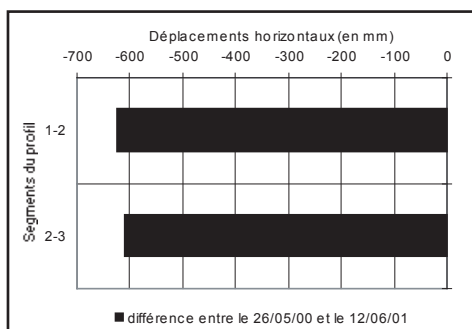


Figure 56 : Mouvements horizontaux sur le profil H (Highcastle)



Les valeurs positives indiquent un élargissement du segment (écartement) et les valeurs négatives son rétrécissement (compression). Les cadres en gras présentent les mouvements sur l'ensemble de la période d'étude.

nous traiterons plus spécifiquement, le déplacement oscille entre 0,5 et 2 centimètres sur l'ensemble de la période, soit 2 à 9 mm/an. La plupart du temps, il s'agit d'une légère élongation (segments B6-7, C1-2, C6-7, D3-4, D7-8, E3-4, G3-4, G4-5 et A1-2, ce dernier ayant pu malgré tout se comprimer au cours de la période d'étude), mais, dans quelques cas, une compression significative a été relevée (sections A7-8, D4-5, G1-2, C3-4 et C5-6, ces deux derniers segments ayant pu également avoir connu un élargissement au cours de la période d'étude). Parfois, un mouvement significatif n'a été calculé que durant un cycle, mais n'apparaît pas clairement sur l'ensemble de la période (A9-10, B1-2, B4-5 entre mai et décembre 2000 ; C4-5, C7-8 entre mai 2000 et juin 2001 ; A3-4, B1-2, G3-4, G4-5 entre décembre 2000 et juin 2001 ; B8-9, D2-3, D6-7 entre 2001 et 2002). D'autres mesures, dont la marge d'erreur n'a pu être estimée, sont peut-être significatives (B3-4, voire H1-2 et H2-3), mais, de toute façon, les mouvements restent infimes sur la majeure partie des banquettes, et il est difficile d'affirmer avec certitude leur existence lorsqu'ils sont inférieurs au centimètre.

Par ailleurs, sur les banquettes de lave étudiées, ces mouvements horizontaux apparaissent souvent inorganisés dans le temps et dans l'espace. Généralement, le déplacement est alternativement une compression et une élongation, ou l'inverse (voir par exemple sur le profil B). Ceci révèle certainement plus un manque de précision des mesures plutôt qu'une réelle alternance des mouvements. Le segment peut également apparaître relativement stable durant toute la période (A5-6, A8-9 et B5-6). Parfois, un mouvement semble s'initier, puis stopper, qu'il s'agisse d'un resserrement (A2-3, A4-5) ou d'un écartement (D8-9). Le mouvement peut aussi perdre de son intensité (élargissement décroissant pour A3-4, compression décroissante pour D4-5), mais il est plus souvent en augmentation (écartement croissant, surtout en marge externe comme pour les segments A9-10, B9-10, C1-2, C6-7 et D7-8, ou rétrécissement croissant pour G1-2).

Les déplacements significatifs, correspondant généralement à une élongation, sont probablement liés à l'ouverture et à la fermeture de fissures de distension sur le delta, comme nous le verrons plus loin. Ceci explique le manque d'organisation dans les mouvements. L'alternance compression/écartement reste d'ailleurs plausible avec cette interprétation, même si elle est moins vraisemblable qu'une marge d'erreur importante. Il est, par ailleurs, possible que la partie centrale des banquettes soit plus souvent en cours de compression, même si cela ne concerne souvent qu'un seul segment et n'est pas systématique (voir profil G).

c) L'élongation de la partie distale des deltas de lave

A l'inverse de la majeure partie du delta dont les mouvements horizontaux sont souvent discontinus dans le temps et proche de la marge d'erreur, la marge externe des profils est la plupart du temps en cours d'élongation, avec des valeurs nettement supérieures

à la marge d'erreur, comprises entre 0 et près de 30 cm/an (figure 57). L'écartement a même pu atteindre une vitesse de 122,6 cm/an ($\pm 5,1$ cm) entre décembre 2000 et juin 2001 pour le segment G3-4. On remarque, par ailleurs, que cette élongation s'accélère très souvent dans le temps, parfois de façon très nette, notamment sur la banquette de Wilipe'a Est (vitesse d'érosion multipliée par près de 20 entre deux périodes pour les lignes A et C). Seules échappent à ce schéma les lignes F et H, et, en partie, les lignes B et D.

Si l'on s'intéresse uniquement aux variations de la longueur du segment maximum, entre le premier point à proximité ou sur la falaise morte et le point externe levé à chacune des campagnes, la distance importante renforce généralement l'imprécision des mesures (figure 58). Le point de repère sur la falaise morte a été pris comme origine, à l'exception des profils de Highcastle (G et H), en raison de l'imprécision dans la position du point coté, et des profils de Wilipe'a Est (A, B et C) pour les levés de mai 2000, puisque les points repères n'étaient pas encore installés. L'allongement de la ligne est nette pour les profils A, C et D, tandis que les profils F, G et H se sont peut-être raccourcis par compression, la marge d'erreur étant très élevée. La longueur des profils B et E semble avoir peu évolué. Une fois de plus, l'évolution des lignes A et C apparaît comme progressive (écartement croissant), à l'inverse des profils B, D et G où les phases de compression et d'écartement se succèdent, en raison sans doute d'une forte imprécision. Ces quelques données confirment l'hypothèse selon laquelle la marge externe joue un rôle primordial dans les mouvements horizontaux des deltas de lave récemment inactifs.

Au final, l'étude des mouvements horizontaux, malgré leur diversité et l'imprécision parfois considérable, nous apporte quelques éléments d'information qui vont nous permettre de mieux appréhender les dynamiques responsables de l'écartement en marge de la banquette, à savoir l'ouverture de fractures de distension.

Figure 57 : Tableau récapitulatif des mouvements horizontaux au niveau de la partie distale des profils

segment	du 26/05/00 au 29/12/00			du 29/12/00 au 12/06/01			du 26/05/00 au 12/06/01			du 12/06/01 au 12/09/02			du 26/05/00 au 12/09/02			
	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	
A9-10	16,6	0,2	28,0	0,3	4,0	8,9				207,9	166,1	228,5	0,2	99,5	0,1	
A8-9	-4,0	-6,8			0,1	0,1				3,5	2,8	-0,5	-0,2			
B9-10	42,1	0,3	70,9	0,4	123,9	274,2	166,0	0,3	158,7	0,2	érosion		-1,5	4,4	-0,7	
B8-9	-1,3	-2,2			8,5	18,7				-8,7	4,4	-7,0	3,5		1,9	
C7-8							52,8	0,5	50,5	0,5	érosion					
C6-7							4,6	0,5	4,4	0,5	109,4	4,3	87,5	3,4	114,0	
G4-5	-347,6	-585,0			548,9	23,0	201,3	23,0	192,5	22,0						
G3-4	-242,9	-408,8			553,8	22,9	310,9	22,9	297,3	21,9						
H2-3							-609,4		-582,7							
segment	du 12/06/01 au 12/09/02			du 12/09/02 au 23/07/03			du 12/06/01 au 23/07/03						Les données positives indiquent un allongement du segment (écartement) et les données négatives son rétrécissement (compression). Les données en gras indiquent le déplacement réalisés sur l'ensemble de la période d'étude du profil.			
	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±							
	D8-9	12,2	14,1	9,7	11,3	-0,2	9,2	-0,2	10,7	12,0	23,3	5,7				11,0
	D7-8	23,5	11,1	18,8	8,9	50,8	12,7	59,1	14,7	74,2	23,7	35,2				11,2
	E7-8									6,8	32,4	3,2				15,3
F2-3	-182,3	159,1	-145,7	127,2												

Figure 58 : Tableau des mouvements horizontaux sur l'ensemble des profils

segment	du 26/05/00 au 29/12/00			du 29/12/00 au 12/06/01			du 26/05/00 au 12/06/01			du 12/06/01 au 12/09/02			du 26/05/00 au 12/09/02		
	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±
A1-10	11,3	5,5	19,0	9,2	9,0	4,8	20,0	10,7		196,7	5,3	157,2	4,2	217,0	5,9
A0-10					14,6	3,1	32,4	6,9		200,1	3,1	160,0	2,5		
B1-9	-10,4	2,7	-17,4	4,5	60,1	2,3	133,0	5,1		-43,9	23,4	-35,1	18,7	5,9	23,8
B0-9					52,6	3,3	116,4	7,4		-49,4	6,9	-39,5	5,5		2,6
C1-7									49,7	27,7	47,6	26,5	113,9	33,0	91,0
C0-7													76,4	6,4	61,1
G1-5	-907,8	1,8	-1528,0	3,1	867,4	621,5	1920,1	1375,8	-40,4	621,5	-38,6	594,3			
H1-3									-1197,7		-1145,2				
segment	du 12/06/01 au 12/09/02			du 12/09/02 au 23/07/03			du 12/06/01 au 23/07/03			Les données positives indiquent un allongement du segment (écartement) et les données négatives son rétrécissement (compression).					
	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±	valeur brute (en mm)	v. annuelle (en mm/an)	déplacement ±						
D1-9	-11,4	0,9	-9,1	0,7	85,8	0,7	68,6	0,6	74,4	1,6	35,3	0,8	Les données en gras indiquent le déplacement réalisés sur l'ensemble de la période d'étude du profil.		
E1-8								-1,7	27,7	-0,8	13,1				
F1-3	-124,5	318,4	-99,5	254,4											

Conclusion de chapitre

Nous avons présenté dans ce chapitre la méthodologie et les résultats des recherches réalisées sur les deltas de lave construits récemment par les coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha. Malgré les limites des deux méthodes, liées à l'imprécision des appareils utilisés, certaines constatations ont été faites.

Une fois inactifs, les deltas de lave reculent le plus souvent rapidement, même si ce retrait fut peu marqué pour certains des secteurs étudiés. La mesure maximale relevée fut de 167 m sur près de trois ans, soit 60,7 m par an ($\pm 5,4$ m), à l'est de Kamokuna. L'estimation des volumes journaliers de matériel érodé a été, par ailleurs, de plus de 1 500 m³ en près de cinq ans, sur la partie orientale du grand delta de Kamoamo et celui de Kamokuna.

L'érosion du trait de côte est de moins en moins rapide en raison de la stabilisation croissante des deltas et de changements dans les dynamiques responsables de l'érosion. Une relation semble même exister entre le recul annuel et l'âge des deltas récemment inactifs, particulièrement en ce qui concerne le retrait maximal constaté sur chacun des secteurs. Le recul est tout d'abord très rapide, de l'ordre de plusieurs décimètres à cent mètres, la première année, constatation qui tend à prouver la permanence d'effondrements locaux de la partie distale des deltas, juste après la fin de l'alimentation en lave. On assiste ensuite à une décroissance rapide des valeurs, pour atteindre des vitesses de 3 à 8 m par an en moyenne, deux à dix ans après le début de l'inactivité. La durée d'évolution est certainement le paramètre dominant dans l'explication des vitesses de recul, mais ce n'est pas le seul, comme nous le développerons plus tard, en raison du rôle joué par la structure du delta et de son soubassement, les conditions météo-marines et surtout la bathymétrie de l'avant-côte.

Pour mieux appréhender les processus morphogéniques, des mesures topographiques précises ont été réalisées sur certains deltas de lave du Kīlauea. Les mouvements verticaux et horizontaux détectés montrent, contrairement à ce que nous attendions, la relative stabilité des deltas récemment privés de leur alimentation en lave, à l'exception de leur marge externe.

Les deltas de lave étudiés, malgré leur diversité, montrent une tendance à l'affaissement au cours du temps, de l'ordre de quelques millimètres par an dans leur partie interne et centrale. Il y a également parfois un léger exhaussement de portions du delta, à la limite de la précision de l'appareil. Les mouvements horizontaux relevés sur les parties médiane et proximale des deltas ont également une très forte imprécision, et leur existence n'est pas avérée. Ils sont, par ailleurs, inorganisés dans le temps et l'espace.

Les mesures effectuées sur la partie distale des deltas sont, par contre, toujours significatives. Cette différence s'explique par des processus distincts entre le corps du delta et sa bordure que nous détaillerons dans le prochain chapitre. L'affaissement annuel est généralement centimétrique à pluri-centimétrique. Il a même atteint ponctuellement près de 1,50 m par an lors de mesures intermédiaires, certainement en raison d'un mouvement paroxysmal. L'élongation de la marge externe est engendrée par l'ouverture de fractures de distension. L'écartement annuel de la partie distale des deltas étudiés est généralement décimétrique, mais il peut dépasser le mètre. Les mouvements verticaux et horizontaux sont fréquemment croissants sur la marge externe, ce qui dénote une tendance à l'accélération des processus dans le temps par effet d'inertie.

Ces deux études vont nous amener à discuter, dans le troisième chapitre, des dynamiques intervenant dans le façonnement et le recul des deltas de lave à moyen et long terme.

CHAPITRE III – DISCUSSION SUR LE FONCTIONNEMENT DES DELTAS DE LAVE RÉCEMMENT INACTIFS

A. La relative stabilité des deltas dans leur ensemble

1. Un léger tassement des banquettes
2. Discussion sur la possibilité de petits glissements
3. Vers une stabilisation des deltas ?

B. La marge externe, zone active du delta de lave

1. L'ouverture de fractures de distension en surface
2. Les mouvements de masse sur le talus hyaloclastique
3. Les basculements de pans de falaise
4. La notion de risque sur les deltas de lave récemment éteints

C. L'intervention des dynamiques marines

1. Les processus
2. Régularisation ou irrégularisation du trait de côte ?
3. L'impact des houles

Introduction

Une fois privés de leur alimentation en coulées de lave, les deltas évoluent plus lentement. Nous avons montré que l'effondrement affectait la partie distale du delta sans doute encore dans les mois suivant l'inactivité. Ensuite, les mouvements de masse sur le talus de débris sont plus discrets, et d'autres dynamiques, jouant jusque là un rôle minime dans le recul du delta, prennent une part croissante.

Nous allons préciser dans ce chapitre les résultats obtenus lors des levés topographiques effectués sur les banquettes de lave et de l'estimation de leurs vitesses de recul. Pour cela, les mécanismes responsables de l'instabilité et de l'érosion lorsque le delta est encore actif, qui sont bien documentés et qui ont été expliqués dans le premier chapitre, ont été réinterprétés à la lumière de ces nouveaux résultats. Cela nous a permis de mieux comprendre le fonctionnement des deltas de lave inactifs et d'apporter quelques précisions sur les dynamiques agissant sur les deltas actifs.

L'activité morphodynamique est concentrée sur la marge externe des deltas, tandis que les parties médiane et proximale restent relativement fixes. Nous les avons donc dissociées dans notre analyse, en insistant sur les dynamiques d'origine marine qui, à plus long terme, deviendront dominantes.

A. La relative stabilité des deltas dans leur ensemble

Dès la fin de l'activité effusive, les deltas de lave amorcent leur stabilisation. La décroissance rapide de leur recul au cours de la première année a mis en évidence la disparition des effondrements, mais les mécanismes de stabilisation sont encore mal connus. Pour l'heure, il ne s'agit que d'une interprétation des mouvements qui ont pu être décelés. Il sera probablement difficile de mieux appréhender les processus, d'autant plus que les banquettes de cinq à dix ans apparaissent déjà comme pratiquement stables, à l'exception de leur périphérie qui sera traitée ultérieurement.

1. Un léger tassement des banquettes

Les mouvements verticaux et horizontaux mesurés lors de notre étude sur des deltas de lave inactifs depuis quelques années sont souvent proches du seuil de précision de l'appareil, avec des valeurs brutes inférieures à 5 mm, soit jusqu'à 2,5 mm/an. Nous ne pouvons donc affirmer avec certitude l'importance des déplacements, mais il est certain que toutes ces banquettes ne sont pas totalement stables. Ce léger tassement correspond probablement à des mouvements très lents et continus dans le soubassement hyaloclastique.

Les débris, qui se sont tassés sous le poids des coulées de lave sus-jacentes, ont pratiquement expulsé toute la quantité d'eau interstitielle. Il est cependant possible que, pour certains deltas, le tassement des hyaloclastites se poursuive très lentement et de manière non uniforme, engendrant ces mouvements presque indétectables. Par ailleurs, tout comme sur le reste du littoral méridional d'Hawaï récemment construit, la roche est trop récente pour être totalement immobile, et les mouvements réels (non rapportés à un point supposé stable au sommet de la falaise morte) doivent être de l'ordre de plusieurs millimètres par an. Nous ne pouvons pas dire si ces mouvements sont continus dans le temps ou soudains, même si les valeurs annuelles tendraient à prouver leur caractère saccadé.

Ces mouvements ne peuvent s'expliquer par le retrait thermique de la lave, puisque ce phénomène physique lié au refroidissement du matériel ne se produit que la première année après le dépôt de la coulée. Par contre, les coulées de lave pāhoehoe récentes sont très fragiles. Il s'agit, en effet, d'un matériel très friable, se démantelant facilement en dalles ou blocs, en raison des nombreuses diaclases. Le passage de marcheurs, touristes imprudents, rangers ou volcanologues, peut provoquer, outre le fractionnement et l'érosion de la coulée, un léger soulèvement ou abaissement de la roche susceptible de fausser légèrement les résultats, bien que le clou soit ajusté dans une gangue de ciment.

2. Discussion sur la possibilité de petits glissements

a) Les indices

Le tassement des hyaloclastites, mouvement vertical, ne peut pas être *a priori* à l'origine des légers déplacements horizontaux relevés sur les banquettes, la plupart du temps en direction de la mer. Ceux-ci sont généralement infimes et incertains, mais ils atteignent parfois des valeurs pluri-centimétriques. Ils pourraient s'expliquer par l'ouverture de fractures sur la banquette, créées lors de la mise en place des coulées ou juste après, lors du retrait thermique. Il est, par contre, peu probable que de nouvelles fissures s'ouvrent

sur la banquette, suite à ces légers déplacements horizontaux, à moins que ceux-ci soient vraiment significatifs. Aucune trace de nouvelle fracture ouverte sur les banquettes étudiées d'ailleurs n'a pu être décelée en dehors de la marge externe. Dans le cas du profil D étudié sur la banquette de Lae'apuki, l'écartement de l'avant-dernier segment (D7-8) traduit certainement l'ouverture d'une série de fractures en milieu de banquette, entre 2002 et 2003 (voir les segments compris entre D5 et D8 à cette période sur la figure 52).

Quelles peuvent être les dynamiques à l'origine de ces mouvements ? A l'instar de ce qui se passe pour les deltas en activité, nous pouvons nous interroger sur l'existence d'éventuels glissements au sein du tapis de pyroclastes sous-jacents. Ce matériel n'est pas toujours bien stabilisé, et tout mouvement en profondeur peut se répercuter en surface.

Le léger exhaussement mesuré sur certains des profils étudiés confirme également la possibilité de glissements dans le soubassement hyaloclastique, faisant basculer des portions de la banquette. Ainsi, sur le profil D, on note un exhaussement de la partie proximale de la banquette : la banquette semble basculer vers la mer, même si les valeurs ne sont pas toujours significatives (voit l'évolution du profil sur la figure 36). Par ailleurs, une relation se dessine entre l'exhaussement de certains secteurs du profil et leur compression (points B3 à B5, C3 à C5 entre 2001 et 2002, et peut-être G1 et H2). Ceci pourrait s'expliquer par le léger basculement de portions de la banquette en raison de glissements. Toutefois, il n'y a pas forcément d'exhaussement quand il y a compression, ni compression quand il y a soulèvement (profil E).

b) Les facteurs explicatifs

Plusieurs causes peuvent être à l'origine de ces éventuels glissements.

Certains pourraient s'expliquer par le tassement des débris s'opérant de manière différenciée ou par à-coups plutôt que de façon continue, la compression provoquant parfois, par effet cumulatif, quelques menus glissements dans le soubassement (figure 59). Les plans de discontinuité internes au soubassement concourent peut-être aussi au déclenchement des mouvements (Marie *et al.*, 2003).

Localement, de lents glissements différenciés de la partie supérieure rigide sur le soubassement saturé en eau peuvent avoir lieu (figure 60). Ce déplacement n'est pas généralisé à l'ensemble de la banquette puisqu'aucune fissure de décollement en amont, le long de la falaise morte, n'a jamais été détectée avec certitude. Une fissure d'environ 10 cm de large et profonde de 50 à 80 cm a ainsi été découverte en bordure de la banquette de Lae'apuki, mais celle-ci était très localisée et correspond peut-être une fente de décompression (photo 18). Celle qui a été repérée sur l'extrémité occidentale de la banquette de Wilipe'a Est (à l'ouest du profil A) et a été recouverte par de nouvelles coulées

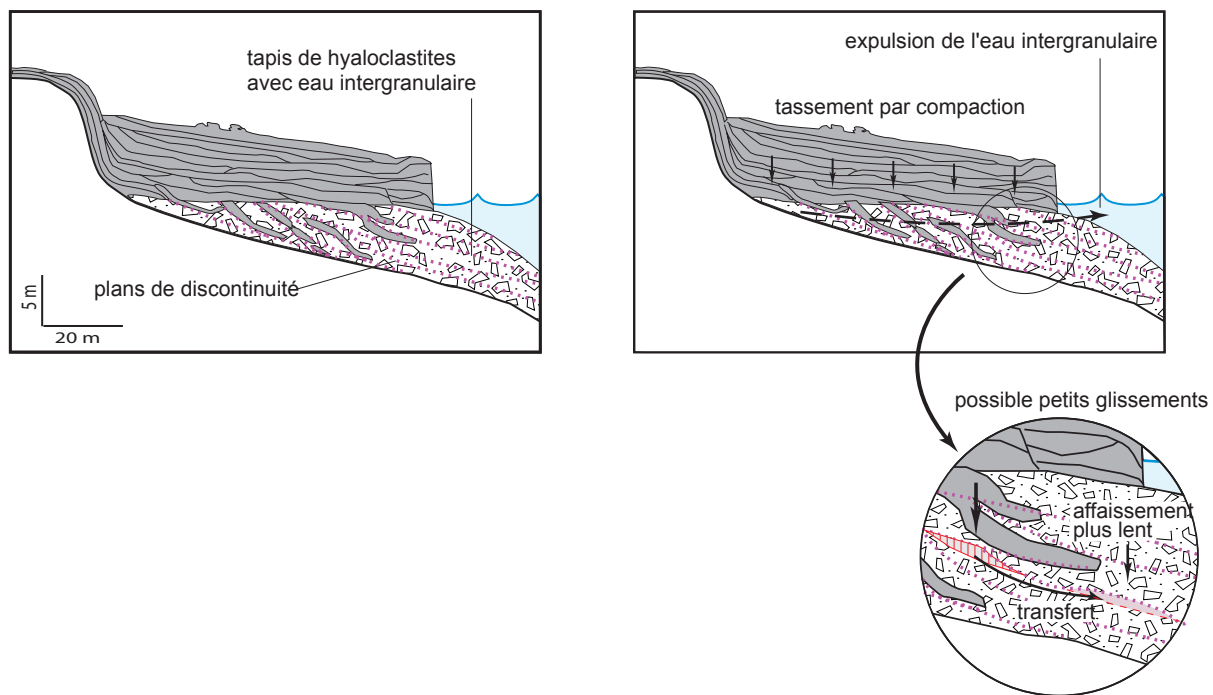


Figure 59 : Affaissement et possibles glissements des deltas de lave par expulsion de l'eau intergranulaire

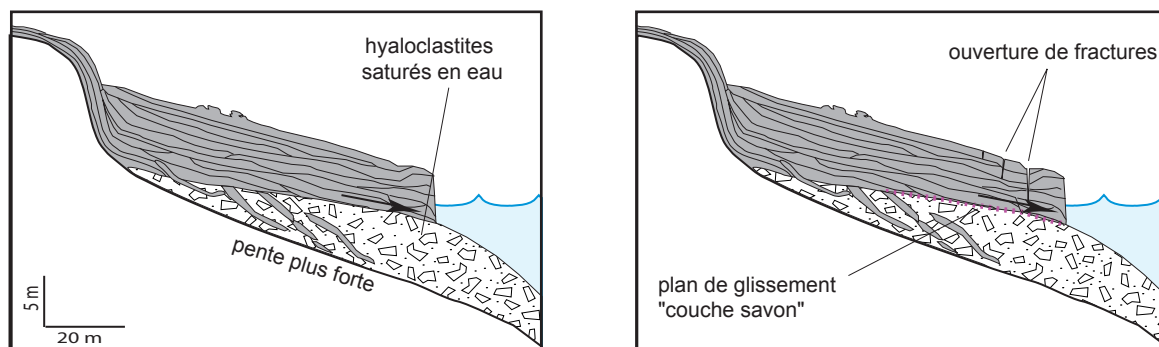


Figure 60 : Glissement de la marge externe des deltas de lave par translation horizontale

en 2002, est également très circonscrite et discontinue. Ce fossé, profond d'un mètre au maximum et large en surface de 60 cm environ, s'est formé en partie, sinon totalement, lors de la mise en place des coulées (figure 61). Celles-ci sont probablement venues buter contre l'ancienne falaise et les panneaux de lave se sont ensuite effondrés. Les glissements par translation horizontale sont donc probablement rares sur les parties interne et proximale du delta. La présence de coulées de laves en coussin qui structurent les sédiments pyroclastiques ne favorise d'ailleurs pas l'existence d'une surface de glissement. Le déplacement de cette roche cohérente pourrait aussi être provoqué par un lent écoulement des pyroclastes sous-jacents.

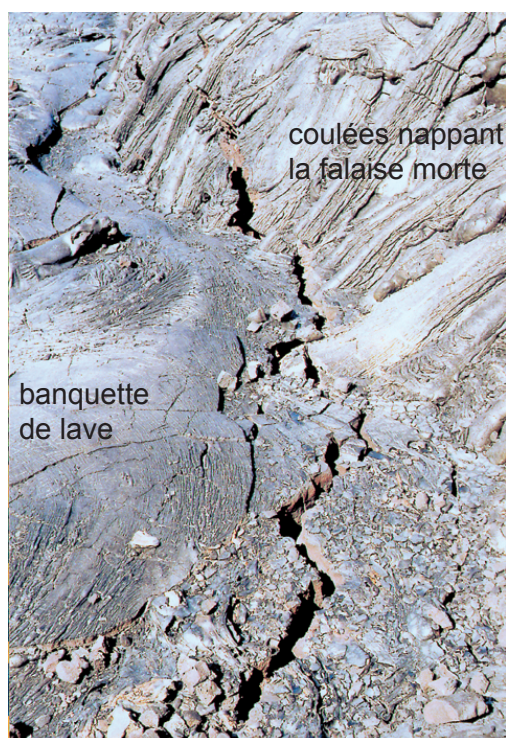


Photo 18 : Fissure en marge interne de la banquette de Lae'apuki (juillet 2003)

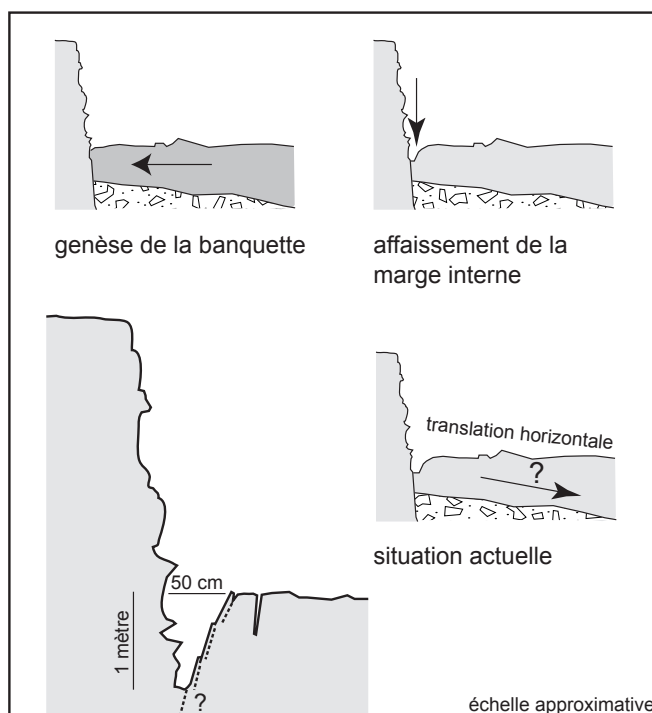


Figure 61 : Fossé au niveau de la marge interne de la partie occidentale de la banquette de Wilipe'a Est

Plusieurs paramètres favorisent le déclenchement de glissements dans l'assise de débris. En fonction du régime d'extension du delta et de l'explosivité des interactions hydromagmatiques, la structure du tapis hydroclastique sera différente (granulométrie et hétérogénéité des débris, proportion de coussins de lave par rapport aux débris hyaloclastiques). Ceci détermine des secteurs plus rigides (présence de laves en coussin en nombre) et des lignes de faiblesses le long de plans de discontinuité (entre deux couches de débris, par exemple, ou zone fracturée). Il y a donc potentiellement des sites d'affaissement par compaction et/ou de glissement préférentiel.

En raison de la marge d'incertitude importante, nous ne pouvons être certain de l'existence de mouvements sur le delta, et encore moins de la présence de glissements sous-jacents ou de l'ouverture de fissures de distension en surface. Il est possible que, localement, les hypothèses présentées plus avant s'avèrent exactes. Une étude plus complète, avec des outils plus précis, permettrait de les vérifier.

3. Vers une stabilisation des deltas ?

Peut-on parler de stabilisation progressive des deltas de lave en sachant que les mouvements mesurés sont infimes ? Parfois s'esquisse même une tendance à l'augmentation de l'affaissement (profil A). Par ailleurs, la marge externe est, nous l'avons vu, la plupart du temps instable, avec également une tendance à la croissance des phénomènes. On ne peut, en fait, parler de stabilisation graduelle des deltas de lave uniquement sur les temps longs, en comparant leur relative stabilité actuelle, plusieurs années après leur extinction, avec leur forte instabilité lors de leur formation et durant les quelques mois qui suivent. Par ailleurs, chaque delta est différent. Ainsi le delta de Lae'apuki semble plus stable dans son ensemble que celui de Wilipe'a, bien que ce dernier soit plus ancien. La durée d'évolution des deltas de lave n'est donc pas le seul facteur intervenant dans leur fonctionnement. Le delta de Kupapa'u Est, étudié par J. Kauahikaua dans les mois suivant son extinction en janvier 2002, connaissait des mouvements verticaux erratiques, positifs ou négatifs selon les mois, montrant que des changements internes peuvent avoir lieu sporadiquement sur une échelle de temps réduite (Marie *et al.*, 2003). En conséquence, la notion de stabilisation progressive doit être maniée avec précaution.

Néanmoins, il y a, de fait, une stabilisation progressive du delta. Le recul de la marge externe est décroissant (*cf.* Chapitre II. Section A.2.) et, petit à petit, les sédiments vont se tasser complètement, limitant les glissements, même dans la partie distale. Nous estimons que la stabilisation d'un delta pourrait s'étendre sur une dizaine d'années, même si, nous l'avons vu, certains deltas paraissent stabilisés au bout de quelques années (profil E).

Cette subsidence résiduelle de la partie interne de la banquette et les éventuels glissements dont nous avons parlé s'expliquent peut-être aussi par des réajustements, compensant les pertes de sédiments expulsés lors de mouvements de masse sur le talus de débris de la marge externe. Nous allons désormais discuter de la nature de ces dynamiques.

B. La marge externe, zone active du delta de lave

Contrairement à la majeure partie du delta, la partie distale des banquettes étudiées est, à quelques exceptions près (profils E, F et H), toujours instable. Nous avons également démontré le recul rapide et décroissant de ce secteur. L'ouverture de fissures de distension et l'affaissement des portions de delta limitées par ces fractures ne peuvent s'expliquer uniquement par l'appel au vide le long de la falaise et par les coups de boutoir des vagues. Il est probable que des mouvements de masse dans le tapis de débris sous-jacent participent également à cette mobilité. Leur existence n'est pas prouvée pour les deltas inactifs, mais la connaissance du fonctionnement des deltas de lave actifs et certaines évidences morphologiques tendent à le confirmer. Toutes ces dynamiques s'ajoutent au simple tassement des hyaloclastites, déjà évoqué dans la section précédente.

1. L'ouverture de fractures de distension en surface

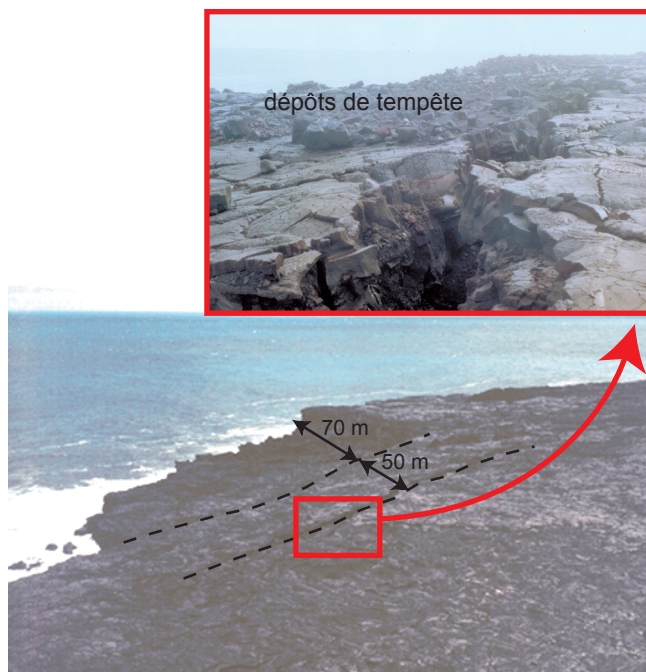
Nous avons vu que la marge externe des banquettes de lave étudiées s'étend progressivement, à une vitesse pouvant atteindre 30 cm par an. Cette partie des deltas de lave possède, par ailleurs, de nombreuses fractures, plus ou moins parallèles au trait de côte (photo 19). Nous en avons donc déduit que c'est leur ouverture qui explique le déplacement horizontal de la partie distale des banquettes. Les mouvements verticaux prennent place au sein des pans rocheux limités par ces fractures en bordure du delta.

a) Morphométrie des fractures

Nous avons étudié en détail les fractures présentes sur la partie occidentale de la banquette de Lae'apuki au printemps 2001, dont l'agencement nous a paru représentatif, bien que leur nombre soit légèrement sur-représenté en comparaison avec d'autres banquettes. Une cartographie précise de l'extrémité ouest de la banquette a, par ailleurs, été effectuée en juin 2001 et renouvelée en octobre 2002 (figure 62). Les fractures sont souvent parallèles au rivage, mais elles peuvent également être transversales, reliant deux axes de fracturation, ou recouper des lignes de faiblesse dans la roche (diaclasses). Quand la fracture s'éloigne de la côte, deux fissures ont tendance à se créer en Y. Les fractures les plus proches de la falaise en sont éloignées de 12 à 20 m. La largeur du fossé est couramment de 40 cm (jusqu'à 70 cm en 2001) et sa profondeur atteint souvent 2 m. La fracture principale semble s'être élargie en 2002 (80 cm de largeur en moyenne et jusqu'à 1 m par endroits). Éloignées les unes des autres de 7 à 12 m en général, les fractures sont parfois visibles jusqu'à une trentaine de mètres de la ligne de rivage (Marie, 2003), soit une distance proche de celle observée sur l'île de Surtsey (Norrman, 1980). Ces fractures majeures se développent



Photo 19 : Fracture profonde en marge de la banquette de Lae'apuki (juin 2000)



Photos 20 : Deux fractures rectilignes et parallèles en marge du delta de Kamokuna (avril 2001, photo de détail prise en septembre 2002)

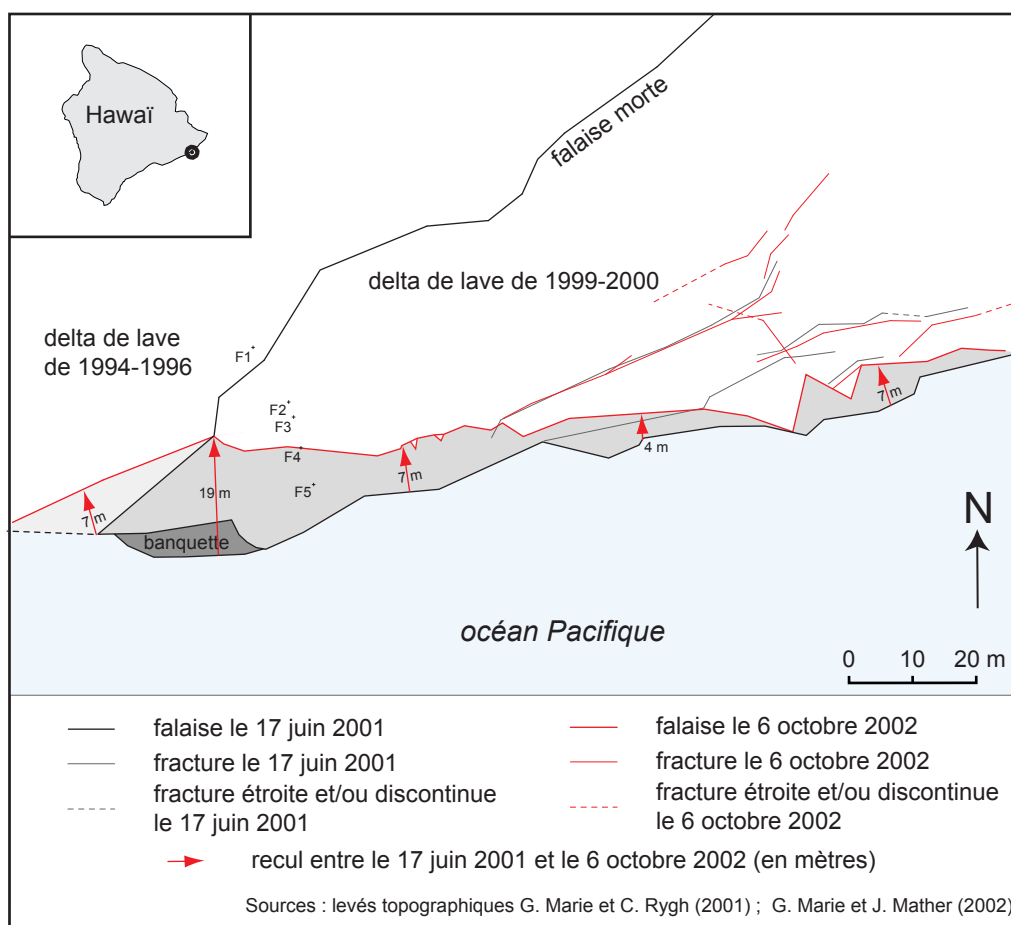


Figure 62 : Recul de la partie occidentale du delta de lave de Lae'apuki entre le 17 juin 2001 et le 6 octobre 2002

parfois sur plusieurs centaines de mètres le long du trait de côte. Des fissures secondaires discontinues sont également présentes entre celles-ci.

Sur les autres deltas de lave de l'île d'Hawaï, les fractures sont parfois beaucoup plus proches du trait de côte, comme le long de la partie orientale du delta de Kaimū, où la distance moyenne de 2,5 à 3 m seulement, se réduit par endroits à 50 cm, avec une fracturation crénelée. Au contraire, les fractures peuvent être très éloignées, comme sur la banquette de Kamokuna en avril 2001, quatre mois après sa construction, où elles se trouvaient à 70 m de la falaise et avec un écartement de 50 m environ entre elles (photos 20). Sur une portion de la même banquette, nous avons remarqué au printemps 2001 un fractionnement de la partie distale en dalles pluri-décimétriques, limitées par des fractures, probablement en raison de l'affaissement localisé de ce secteur.

Nous n'avons pas remarqué de corrélation entre la quantité ou l'état de fraîcheur des blocs au pied de la falaise et la distance entre la première fracture et le trait de côte, notamment entre la nouvelle plage de Kaimū et Hākuma Point, où cet espacement varie de quelques mètres à 20 m. Nous pouvons supposer que la distance entre les fractures dépend en fait de la structure du delta et de la masse des panneaux ainsi découpés, qui est fonction de la hauteur de la tranche de roche (Marie, 2003). Il n'y a donc pas de lien direct entre cet espacement et l'âge du dernier épisode de recul. La nature et la vitesse des processus morphogéniques en marge du delta entrent aussi en ligne de compte.

Parfois, aucune crevasse ne se retrouve en bordure de la falaise sur plusieurs centaines de mètres. Cette absence peut se justifier par une érosion du pan de falaise récent, une nouvelle fracture n'ayant pas eu le temps de se former. Il est également possible que les discontinuités aient été recouvertes depuis peu par de nouvelles coulées et ne soient plus visibles.

b) L'origine des fractures

Certaines fractures sont d'origine structurale. Elles se retrouvent d'ailleurs sur l'ensemble du delta et pas seulement sur sa marge externe. Les fentes de retrait ou simples diaclases, créées lors du refroidissement de la lave, sont communes, généralement courtes et peu profondes. Sur les coulées de lave pāhoehoe, des fractures s'ouvrent également lors de la construction de tumuli (dômes fissurés) ou de crêtes de pression, par soulèvement et fragmentation de la croûte superficielle, sous la poussée hydrostatique de la lave fluide sous-jacente, avec aussi dans le second cas une compression latérale (Kieffer, 1979 ; Walker, 1991). Le gonflement des coulées (*inflation*) implique également l'ouverture de fissures le long de l'axe d'inflation (Hon *et al.*, 1994). Les coulées de lave 'a'ā sont, quant à elles, généralement beaucoup plus massives et moins diaclasées, donc moins sujettes à l'ouverture de fractures.

Les grandes fractures en bordure de delta peuvent en partie recouper ces discontinuités d'origine structurale, mais elles se forment principalement par appel au vide le long de la falaise, ce qui explique leur caractère linéaire et souvent parallèle au trait de côte.

c) L'écartement des fractures

Ces discontinuités s'ouvrent progressivement, déclenchant le mouvement de la partie distale des deltas vers l'océan comme l'a démontré notre étude. La cartographie diachronique réalisée sur l'extrémité occidentale de la banquette de Lae'apuki montre également une tendance au déplacement des fractures en direction de la mer (*cf.* figure 62). La précision des relevés, effectués au théodolite classique, et estimée à 10 cm, ne permet cependant pas d'être catégorique. Il est probable que toutes les discontinuités ne s'écartent pas.

L'écartement des fractures peut être relativement rapide comme le montrent les mesures au sol effectuées en marge du profil D. Le point D10 se trouvait sur un bloc en avant de la banquette séparé par une fracture. Celle-ci était large de 40 cm le 25 avril 2001, et de 1,55 m le 15 mai 2001, soit un écartement de 1,15 m en 20 jours. Le bloc a ensuite été érodé et le point D10 a disparu. L'écartement des fractures les fait parfois évoluer en fossés, pouvant atteindre une largeur de 4 m comme à Highcastle (photos 21 et 22). Il arrive que la crevasse rejoigne la falaise, formant une indentation sur le trait de côte (figure 63). Sa partie distale a tendance à être rognée rapidement par éboulement (photo 23).

L'écartement des fractures ne peut pas toujours s'expliquer uniquement par la gravité et le décollement du pan rocheux, surtout pour les discontinuités les plus éloignées de la falaise, ou lorsque cette dernière n'est pas haute (l'escarpement est parfois inférieur à deux mètres). Seuls des mouvements de terrain du delta sur le soubassement de débris ou en son sein peuvent dans ce cas provoquer l'écartement de fractures en surface, en complément de l'appel au vide. Ces mouvements peuvent peut-être même expliquer à eux-seuls la genèse de fractures.

d) L'affaissement et la rotation des pans rocheux

Par ailleurs, les panneaux limités par ces fractures ne sont pas stables. On assiste au léger affaissement, parfois orienté (rotation de blocs), de la marge externe. Tout comme pour l'ouverture des fractures en marge du delta, les mouvements verticaux décelés s'expliquent probablement en partie par des mouvements dans l'assise de hyaloclastites et de débris.

Sur la partie distale des profils étudiés, les changements sont généralement pluridécimétriques. Bien que moins précise, la composante horizontale du mouvement est le



Photo 21 : Pan de falaise à Highcastle de 3 à 4 m de largeur séparé de la falaise par un fossé large de 1 m à 4 m (au premier plan) vu vers l'ouest (septembre 2002)



Photo 22 : Même pan de falaise vu vers l'est (septembre 2002)

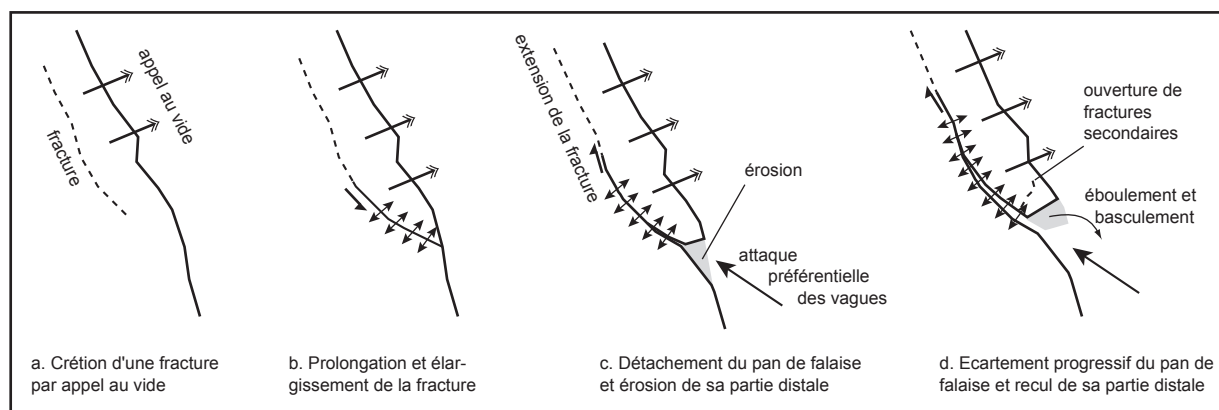


Figure 63 : Formation d'une indentation sur les deltas de lave hawaïens

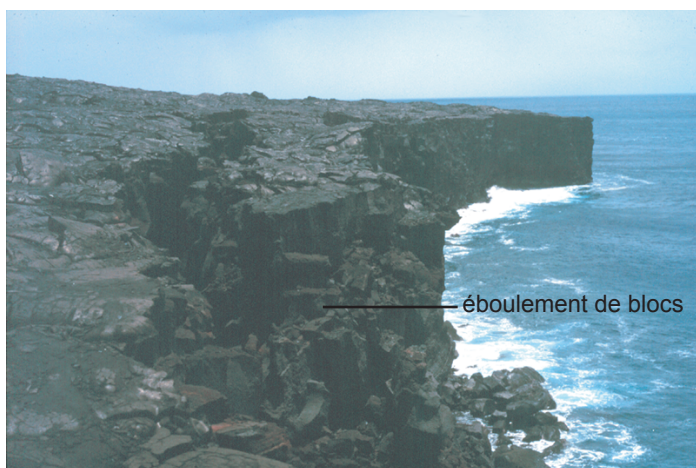


Photo 23 : Pan de falaise large de 3 à 4 m se détachant en marge du delta de Kamoamoa, après la banquette de Lae'apuki (avril 2001). La fracture est large d'environ 2 m et profonde de 2 à 3 m.

plus souvent supérieure à sa composante verticale, avec un rapport de 1,6 à 3,5 (profils A, B, C et E). L'inverse avait été remarqué pour les deltas actifs (Halsor et Denlinger, 1995). Les mouvements sous-jacents ne mobilisent donc probablement pas suffisamment de matériel pour engendrer un affaissement net de la marge externe. Il est néanmoins probable que dans les mois qui suivent l'arrêt de l'alimentation en coulées de lave, l'affaissement soit plus marqué et que le mouvement s'apparente plus à un réel effondrement.

2. Les mouvements de masse sur le talus hyaloclastique

Ces indices morphologiques en surface et l'instabilité avérée de la marge externe des deltas étudiés plaident pour la présence de ces mouvements de masse. Nous tenterons une typologie de ces mouvements prenant place dans le tapis de débris, après les avoir présentés de façon générale.












a) Caractérisation des mouvements

En raison de la forte pente sous-marine, la partie externe du tapis de débris forme un talus d'éboulis, plus sujets aux mouvements de masse, même minimes, que le reste du soubassement. La pente s'accroît lorsque le talus atteint l'accroche, qui relie la plate-forme d'érosion littorale au plancher océanique, et les mouvements deviennent plus intenses et plus fréquents, limitant l'extension du delta de lave. Il peut s'agir de simples éboulements ou, éventuellement, de glissements en planche ou rotationnel le long de lignes de discontinuité, comme pour les deltas de lave actifs (figure 64). Il ne s'agit que d'hypothèses puisque aucune certitude n'est de mise pour des phénomènes jamais observés. Certains mouvements sont cependant plus probables que d'autres (*cf.* figure 64).

Ces mouvements de terrain sont le plus souvent partiels et de faible intensité. Il est difficile de dire s'ils ont un caractère soudain ou s'ils se déroulent lentement. Les deux types de dynamique cohabitent sans doute selon la nature du mouvement et, sans doute, la topographie sous-marine. Les mouvements verticaux relevés sur les deltas étudiés sont généralement croissants, dénotant peut-être le caractère progressif des mouvements sous-marins et l'inertie du système. L'évolution doit néanmoins être le plus souvent discontinue dans le temps et dans l'espace.

Les mouvements de masse sous-marins sont, par ailleurs, de moins en moins fréquents. On a vu, en effet, que le déclin de la vitesse de recul des deltas de lave serait à rattacher, en premier lieu, à la disparition rapide des grands effondrements locaux (*cf.* Chapitre II. Section A.2.b.), et donc des mouvements sous-marins paroxysmaux. Les mouvements peuvent néanmoins perdurer longtemps après la mise en place du delta, en

Figure 64 : Tableau récapitulatif des mouvements de terrain sur les deltas de lave de mise en place récente

Type de mouvement	Nom	Origine	Composante principale du mouvement	Schéma explicatif	Probabilité des mouvements sur les deltas de lave récents		Conséquences morphologiques
Chute	affaissement	tassement par expulsion de l'eau inter-granulaire	verticale		probable	possible	ouverture de fissures et légers <i>grabens</i> ?
		soutirage des matériaux sous-jacents en raison de la pression accumulée	verticale		probable	hypothétique	
	éboulement sur le talus	décohésion par la gravité	verticale et horizontale		probable	non	banquette d'effondrement
	éboulement sur la falaise	décohésion par la gravité et l'attaque marine	verticale		certain	non	tablier d'éboulis
	écroulement	chute d'un pan de falaise sur lui-même sous la pression des vagues	verticale		possible	non	chaos de blocs
Glissement	basculement de blocs (<i>topple</i>)	décollement de blocs par gravité et sous la pression des vagues	verticale		certain	non	chaos de blocs
	glissement rotationnel (<i>slumping</i>)	glissement le long d'une surface courbe (lignes de discontinuité)	horizontale		hypothétique	non	banquettes d'effondrement et contre-pentes ?
	glissement par translation horizontale	glissement sur les sédiments + rôle éventuel de "l'appel au vide"	horizontale		possible	hypothétique	ouverture de fissures de distension
	extension latérale (<i>lateral spreading</i>)	glissement par écrasement et remontée de sédiments	horizontale		hypothétique	non	ouverture de fissures et dislocation de blocs ?
Ecoulement	glissement par compression	glissement créé par un tassement différentiel	horizontale		hypothétique	hypothétique	ouverture de fissures et légers <i>grabens</i> ?
	couloées de débris (<i>debris-flows</i>)	fluage des sédiments saturés en eau + rôle éventuel du tassement	horizontale		possible	hypothétique	banquettes d'effondrement en marge ?

profondeur et/ou de façon mesurée. Ainsi, J.G. Moore (1970a) a observé lors de plongées sous-marines en avant du delta de la coulée de Hu'ehu'e, datant de 1801, que la pente, située à des profondeurs inférieures à 60-80 pieds (18-24 m), ne possédait pas de corail vivant et pourrait donc être sujette à de constants glissements.

b) Les glissements par translation horizontale

Les glissements par translation horizontale, déjà présentés brièvement pour les mouvements du delta dans son ensemble (cf. figure 60), correspondent à un glissement en planche de la partie supérieure rigide sur la " couche savon " que constitue le tapis de débris. Ils sont plus probables sur la marge externe des deltas de lave que dans leur partie interne en raison de l'appel au vide le long de la falaise. Le dégagement des débris en aval par attrition ou éboulement sur le talus favorise aussi la continuité de ce mouvement. Les fractures éventuellement créées par ce glissement seraient relativement espacées, comme le suggère l'observation de certains deltas hawaïens (celui de Kamokuna par exemple).

c) Les extensions latérales de roche

Ce type de glissement en planche, appelé *lateral spreading* chez les Anglo-saxons, peut être envisagé pour expliquer la formation de grandes fractures en bordure du delta. Les blocs ainsi délimités glisseraient ensuite sur le soubassement de débris. L'absence de matériaux argileux au sein des débris rend cette proposition hypothétique mais pas impossible. Dans le processus décrit par A. Pasuto *et al.* (1996), le poids du bloc sur la couche meuble provoque la remontée de sédiments à travers les fractures. Sur les deltas de lave, si ce processus a lieu, il n'atteint pas ce stade, mais il est possible que les pans rocheux se déplacent légèrement vers la mer, une fois détachés, par translation horizontale différenciée (figure 65).

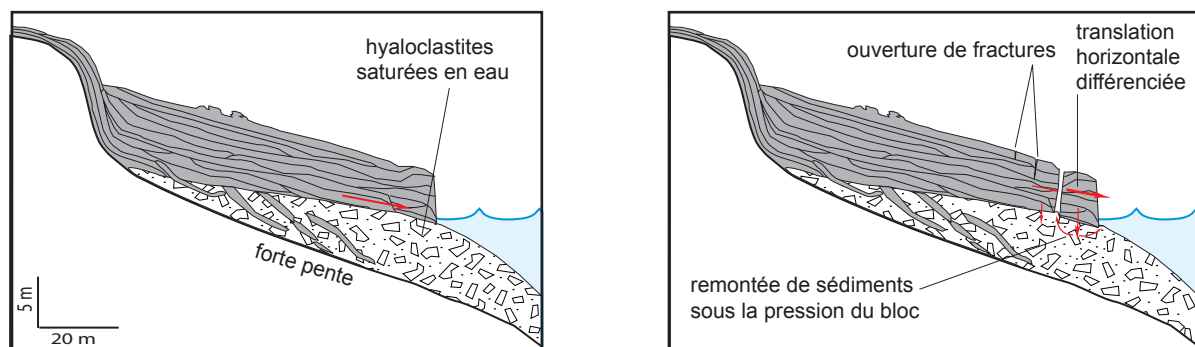


Figure 65 : Hypothétique extension latérale de roche en marge externe d'une banquette de lave

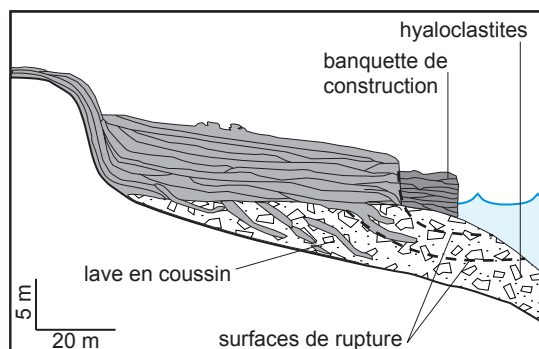
d) Les glissements rotationnels

Une autre possibilité réside en l'existence de glissements rotationnels (*slumping*) sur le talus hyaloclastique (figure 66). La présence de tels glissements est confirmée sur les deltas de lave actifs (cf. Chapitre I. Section C.1.b.). Les lignes de faiblesse dans le soubassement (limite entre deux couches de débris, laves en coussin) ou au-dessus (limites des différentes banquettes de construction) peuvent être courbes, ce qui favorise le mouvement rotationnel. La surface de rupture, même si elle a une origine en partie structurale, continue de toute façon à se créer avec le mouvement.

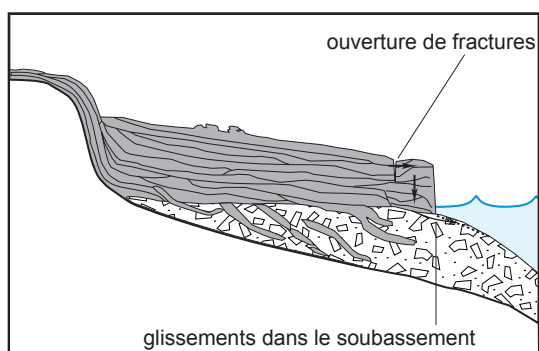
Le glissement provoque la rotation de blocs ou même l'affaissement de petites banquettes dans la partie distale. Ces mouvements restent rares et de faible ampleur et il est difficile de les distinguer d'un simple affaissement par tassement des débris. Il n'est pas à exclure que l'effondrement de banquettes externes puisse être total lors de glissements paroxysmaux, à l'instar de ce qui se passe avant ou juste après la fin de l'alimentation en lave du delta, mais aucune preuve n'a pu étayer cette hypothèse. Il convient de rappeler que, bien que les étroites banquettes en marge de deltas de lave ne soient pas rares, celles-ci sont la plupart du temps construites et non liées à un mouvement sous-jacent.

Seuls certains mouvements mesurés sur les banquettes de lave étudiées pourraient correspondre à des glissements rotationnels. Ainsi, l'abaissement de la partie externe du profil G atteint 68 cm entre mai 2000 et juin 2001 sur un bloc en cours d'arrachage par la mer. Il est séparé de la banquette par une fracture, large de 40 cm en avril 2001. Il est possible que cette cassure corresponde à la niche d'arrachement d'un léger glissement rotationnel. En effet, la fracture semble s'être refermée entre mai et décembre 2000, puisque l'on a mesuré sur la marge externe de ce profil un resserrement important du dernier segment (cf. figure 55). Cette fermeture de fracture, inhabituelle sur la partie distale des deltas de lave, peut traduire une rotation vers la mer du bloc externe. La fracture s'est en suite ré-ouverte en raison du lent glissement vers le large de ce pan rocheux.

On retrouve le même processus de compression sur la partie distale des profils F et H (cf. figures 54 et 56). Avec le profil G, le profil D est, par ailleurs, le seul dont la marge externe s'est davantage affaissée qu'écartée (cf. figure 52), ce qui témoigne peut-être également d'un glissement rotationnel avec basculement de bloc. L'imprécision est cependant élevée pour tous ces profils, notamment sur la banquette de Highcastle (profils G et H) en raison de l'éloignement du tachéomètre en mai 2000, installé sur la haute falaise. Pour le profil F, la compression de 18 cm mesurée au tachéomètre ne se retrouve pas dans le levé topographique effectué au théodolite (cf. figure 62), mais la marge d'erreur estimée est très imprécise (près de 16 cm). L'affaissement et la rotation possible en marge de ces trois profils résultent aussi peut-être d'un simple tassement des sédiments ou d'un léger glissement par affouillement à la base par les vagues.

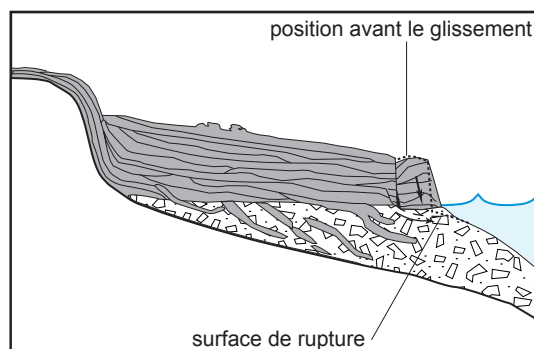


surfaces de glissement rotationnel possibles

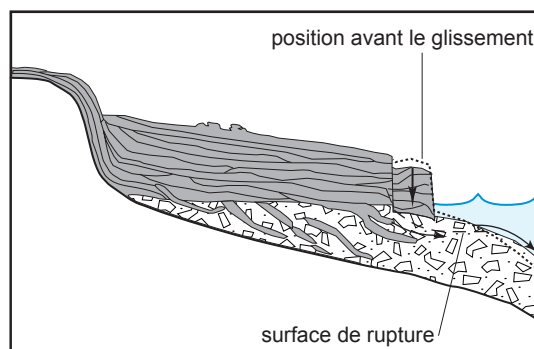


initiation du mouvement de rotation

léger glissement
glissement modéré



rotation de bloc



genèse d'une banquette d'affaissement
ou affaissement d'une banquette de construction

Figure 66 : Glissements rotationnels en marge des deltas de lave



Photo 24 : Banquette de construction en
marge du delta de Lae'apuki (juin 2000)



Photo 25 : Trottoir en cours d'érosion
en marge du delta de Lae'apuki (avril 2001)

A l'extrémité occidentale de la banquette de Lae'apuki, à l'ouest de la ligne F, se trouvait au printemps 2000 une étroite banquette externe, construite quelques mois auparavant et large d'une vingtaine de mètres, 1 m à 1,50 m en contrebas. Elle possédait sur sa partie distale une série de tumuli délimitant une dépression remplie de sable en arrière (photo 24). Celle-ci pouvait, en effet, être ennoyée par les paquets de mer. Un an après, cette banquette avait presque entièrement disparu. Il ne subsistait qu'un étroit trottoir de 4 à 6 mètres de large, à 2,5 mètres en moyenne du niveau de la banquette principale (cf. photo 25 et figure 62). La banquette externe originelle a donc non seulement été érodée fortement, mais elle s'est également affaissée d'environ un mètre. La localisation imprécise des mesures en raison du manque de repères visuels ne permet malheureusement pas d'en être certain. Aucune mesure ne peut préciser ces observations, la ligne F à proximité n'ayant été mesurée qu'en juin 2001. On évalue le recul à une vingtaine de mètres en 1 an, en utilisant la longueur estimée du profil F avant érosion. Cet affaissement s'explique peut-être par un glissement mineur sous-jacent. Peu de gros blocs métriques se trouvaient au pied de la falaise, la plupart étant de petits galets roulés décimétriques à pluri-décimétriques. Les gros blocs ont soit subi une attrition, soit été déplacés, notamment sur le talus de hyaloclastites, pendant ou après le glissement. Le trottoir a ensuite été totalement érodé puisque, à l'automne 2002, tout ce secteur n'existait plus (cf. photo 36).

L'existence d'une contre-pente en marge des banquettes ne s'explique pas forcément par un glissement rotationnel sous-jacent. La présence d'un tumulus sur une banquette externe de construction peut faire penser à la morphologie d'un bloc basculé si le tumulus a été entamé par l'érosion marine. Ainsi, au centre de la banquette de Lae'apuki, la présence d'un tumulus érodé par l'attaque des vagues sur une banquette externe construite en mars 1999 nous a fait penser, dans un premier temps, à la morphologie d'un bloc basculé (photos 26 à 29). La falaise formant un angle d'environ 20° avec la verticale, il est néanmoins possible que cette ancienne banquette de construction ait subi une légère rotation. A Hākuma Point, la contre-pente observée traduit probablement une portion de tumulus, sans que l'on puisse l'affirmer avec certitude (photo 30).

e) Les écoulements sous-marins

Il est aussi possible que des processus d'écoulement se produisent sur le talus, l'eau jouant ici un rôle déterminant. Ces mouvements de coulées de débris (*debris-flows*) sont du même ordre que ce que l'on peut trouver sur les deltas sédimentaires ou dans les canyons sous-marins. Des avalanches de débris ont d'ailleurs été signalées sur les pentes sous-marines entourant l'île de Surtsey (Norrmann, 1970). Ils ne nécessitent pas une pente importante : c'est la raison pour laquelle il est possible que le tassement des sédiments sous le delta de lave, relativement en amont, initie la dynamique d'écoulement. Des *debris-flows* profonds peuvent également avoir des répercussions sur la partie distale des deltas de lave, en provoquant des éboulements sur la pente de débris au-dessus pour rétablir la pente



Photo 26 : Tumulus sur une banquette de construction en marge du delta de Lae'apuki le 26 septembre 2002



Photo 27 : Tumulus sur une banquette de construction en marge du delta de Lae'apuki le 21 juillet 2003



Photo 29 : Pente interne du tumulus avec fosse profonde d'1m80 au maximum tapissée de débris (juillet 2003)



Photo 28 : Photographie aérienne de la partie orientale de la banquette de Lae'apuki le 23 mars 2000, avec localisation du tumulus (ovale rouge)

La profondeur maximale du fossé passe de 1,50 m en septembre 2002 à 1,80 m en juillet 2003 en raison de l'évacuation d'une partie des débris hydroclastiques.



Photo 30 : Contre-pente sur l'extrémité occidentale du delta de Kaimu au niveau de Hakuma Point (septembre 2002)

d'équilibre.

3. Les basculements de pans de falaise

Les glissements provoquent l'ouverture de fractures sur le delta, parfois leur fermeture, ou un affaissement plus ou moins orienté, sans qu'il y ait érosion de la marge externe, sauf en cas d'éventuel effondrement. Le processus le plus commun et le plus visible en marge des deltas de lave est probablement le basculement des blocs délimités par les fractures ou diaclases parallèles au trait de côte. C'est le processus appelé *topple* par les Anglo-saxons et bien documenté en milieu continental (Dikau *et al.*, 1996). Le principe est simple : le pan de falaise se décolle progressivement du delta, sous l'effet conjugué de la détente et de la gravité si la falaise est suffisamment haute, des coups de boutoir des vagues, et, éventuellement, d'un lent glissement ou écoulement sous-jacent. Lorsque la tension est trop grande, le point de rupture est atteint et le bloc bascule. Les fractures doivent être relativement proches du trait de côte pour que l'appel au vide soit efficace, sans doute moins de cinq mètres de la ligne de rivage. Dans le cas contraire, il est possible que le bloc ainsi délimité évolue par extension latérale.

a) L'épisode observé à Kupapa'u Est

Le basculement de la marge externe de la banquette de Kupapa'u Est dont nous avons été témoin le 1^{er} mai 2001 procède manifestement de la même dynamique (Marie, 2002b). La banquette, large d'une douzaine de mètres, a été amputée de 4 à 5 mètres (figure 67). Plusieurs blocs se sont détachés de la falaise, haute d'environ 3 m, le long d'une fracture. Celle-ci s'est certainement progressivement élargie, jusqu'à atteindre un point de rupture, provoquant le basculement du pan rocheux, suite aux pressions répétées des vagues à la base de la falaise. Il est possible que le mouvement ait été déclenché par une explosion hydromagmatique soudaine provoquée par l'infiltration d'eau de mer dans un matériel encore chaud, puisque le delta était inactif depuis seulement quelques jours. Nous avons, en effet, observé un dégagement de fumée au niveau de la fracture juste avant la bascule (photo 31). Dans le mouvement, la portion de banquette basculée s'est disloquée en plusieurs blocs, dont un plus volumineux d'environ 20 à 30 m³ pour 4 m de grande longueur, les autres ayant des dimensions décimétriques. Une grande quantité d'eau de mer a été vaporisée (photo 32).

Nous n'avons pas vu le mouvement de bascule, mais le bruit sourd nous a alerté et avons aperçu un bloc dressé verticalement sur la plage de sable noir, entouré d'autres blocs plus petits, dégageant un important nuage de vapeur d'eau (photo 33). Deux minutes après,

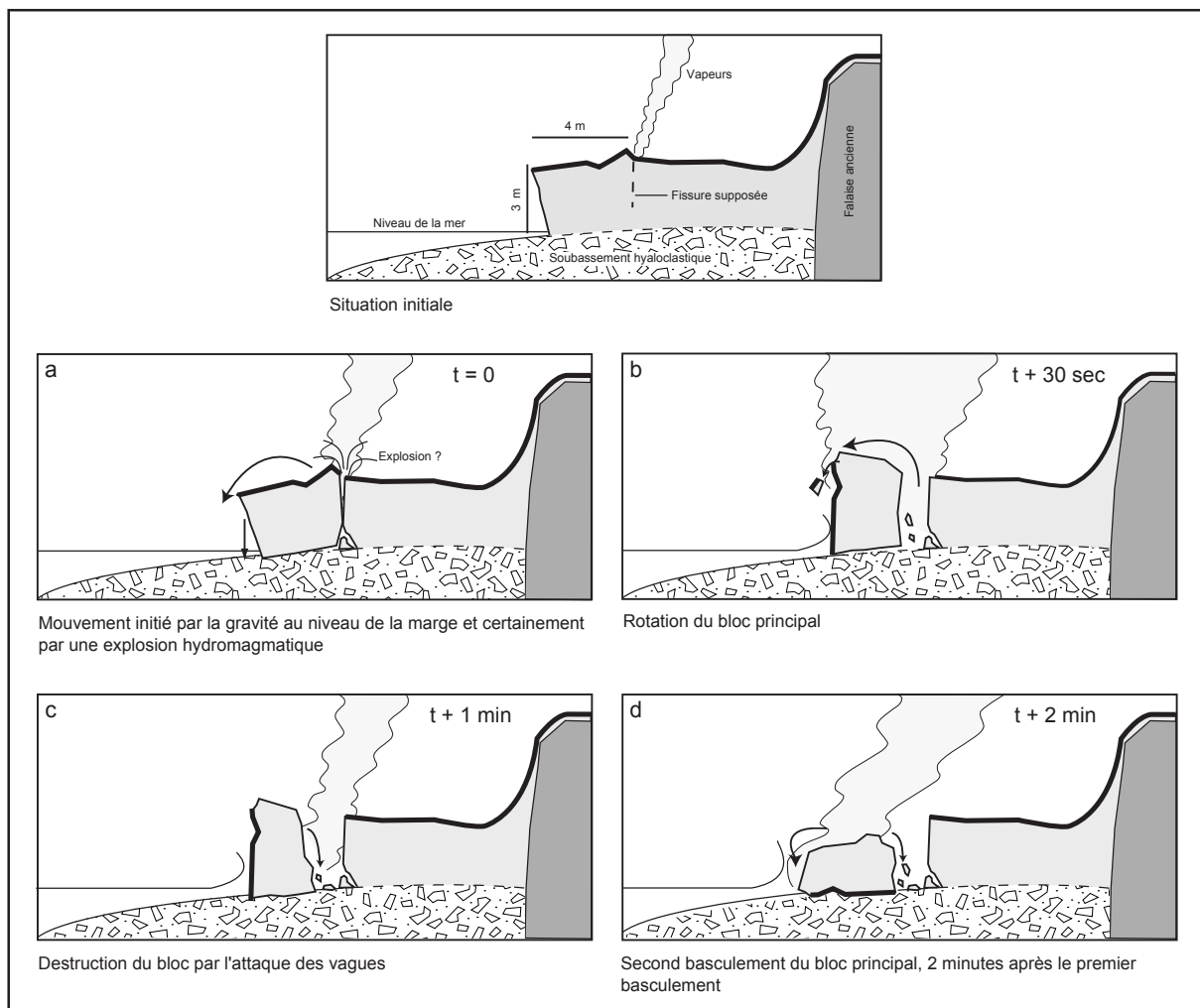


Figure 67 : Les différentes étapes du basculement de la marge externe de la banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001



Photo 31 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 3 minutes avant le basculement



Photo 32 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 30 secondes après le basculement



Photo 33 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 1 minute après le basculement



Photo 34 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, juste après le second basculement

le bloc principal est retombé à plat sur la plage, basculé cette fois-ci horizontalement par les vagues, provoquant à nouveau un dégagement de vapeur ainsi que quelques menues explosions pulvérisant les parois du bloc en scories (photo 34). Son démantèlement a ensuite été très rapide en raison du déferlement des vagues. Les blocs ont néanmoins protégé le front de la banquette de l'attaque des vagues et ont limité les risques de basculement et d'explosion jusqu'à leur disparition totale.

b) Le processus

La plupart des basculements s'effectue lorsque la hauteur de l'escarpement est supérieure à la largeur du bloc, contrairement à l'épisode observé à Kupapa'u Est. Il s'agit donc d'un processus où la force de gravité joue un rôle majeur. Généralement, la tranche de roche est étroite, large de quelques mètres, ce qui facilite le mouvement de *topple*. La longueur des pans de falaise prêts à basculer peut néanmoins atteindre 20 m, comme à Waiaka en 2001.

Le point de rupture, synonyme de basculement, est atteint lorsque la force de gravité est supérieure à la force de cohésion entre le pan rocheux et le reste du delta. Il peut avoir lieu alors que la fracture est relativement étroite et peu profonde, mais aussi lorsque celle-ci est large de plusieurs mètres et aussi profonde que la hauteur de la falaise. Dans le premier cas, le basculement est rapide et soudain, comme dans l'exemple de Kupapa'u Est décrit précédemment. Dans le second cas, le basculement est sans doute lent et progressif, et le pan rocheux reste rattaché au delta par une fine tranche, formant une indentation sur la ligne de rivage (*cf. supra*). La paroi du pan rocheux n'est alors pas totalement verticale et on observe souvent un angle de basculement (photos 35 et 36). L'épaisseur irrégulière des coulées et la fracturation du bloc basculé modifient également considérablement la distribution des efforts sur la colonne, comme l'a montré la modélisation des processus effectuée par K.C. Han (1993).

L'action des vagues est sans doute déterminante pour déclencher ce mouvement gravitaire, particulièrement pour les basculements du premier type. Cependant, le mouvement de *topple* peut certainement se passer de leur action. Ainsi, nous avons remarqué en 2001 sur l'une des reliques de banquette de Waha'ula des blocs basculés de la falaise morte en arrière. Même si les déferlements franchissent la banquette, il est peu probable que la vigueur des coups de boutoir puisse conduire, ou même participer, à la chute des blocs dont le mouvement avait été initié avant la fossilisation de la falaise.

Enfin, l'arrivée d'une coulée de lave est un autre facteur pouvant faciliter le basculement de pans de falaise, comme cela a été observé en avril 2001 près de Waiaka. Pour compléter notre approche naturaliste, le suivi de blocs en cours de basculement pourrait permettre, dans le futur, d'apprécier la vitesse des processus par la mesure

périodique de l'angle de basculement, de la largeur et de la profondeur de la fracture. Le cas échéant, cette étude permettrait également de mieux appréhender le rôle joué par les conditions météo-marines, la hauteur de la falaise ou la structure de la roche.



Photo 35 : Pan de falaise en cours de basculement à l'extrémité orientale de la banquette de Lae'apuki (juillet 2003)



Photo 36 : Bloc basculé sur la marge occidentale de la banquette de Lae'apuki avec grève de galets (septembre 2002)

Notez l'émoussé des galets ovoïdes, de 10 à 50 cm de grande longueur, obtenu en quelques mois à années, en supposant qu'ils proviennent de la destruction de la banquette. A comparer avec les photos 24 et 25 (voir aussi la figure 62).

c) Une évolution rythmée par l'ouverture de nouvelles fractures

Sur les deltas de lave du Pu'u 'Ō'ō étudiés précédemment, l'érosion constatée sur la marge externe, par basculement ou éventuellement éboulement, s'accompagne de l'ouverture de fractures de distension à proximité du nouveau trait de côte. Ce processus est sans doute à mettre en relation avec la dynamique du *topple*. Ainsi, l'élongation de la partie distale des profils est le plus souvent continue et progressive (cf. figure 57), ce qui traduit certainement l'effet d'inertie de la gravité lors du basculement.

Par exemple, sur le delta de Wilipe'a Est, lorsqu'il y a érosion au niveau du profil C (disparition du segment C7-8), l'ouverture de nouvelles fractures provoque à nouveau l'étirement de la partie externe du profil (C6-7 entre 2001 et 2002). Le segment externe du profil B s'allonge aussi de plus en plus (extension de 16,6 cm entre mai 2000 et juin 2001) jusqu'à ce qu'il disparaisse par érosion, mais la section devenue externe (B8-9) a ensuite tendance à se comprimer, l'ouverture de nouvelles fractures n'ayant probablement pas eu le temps dans ce cas de s'initier. Nous avons également constaté sur le delta de Lae'apuki l'apparition de nouvelles fractures entre 2001 et 2002 en direction de la falaise interne (cf. figure 62). Leur ouverture s'explique peut-être également par le recul du trait de côte, compris ici entre 0 et 7 m en près de 16 mois.

On peut donc déduire de ces observations un schéma qui ne vaut pas forcément pour l'ensemble des deltas de lave du littoral hawaïen. Des fractures de distension s'ouvrent et s'approfondissent en marge du delta, en lien avec les mouvements de masse sous-jacents, l'appel au vide et les coups de piston des vagues, jusqu'à ce que le panneau de lave bascule. De nouvelles fractures se créent alors sur la partie distale du delta, initiant une nouvelle phase de basculement. Ainsi s'explique l'érosion rapide des littoraux volcaniques récents. La tendance au ralentissement des vitesses de recul s'explique par la stabilisation du soubassement, les mouvements de masse devenant trop faibles ou s'interrompant. Seules, la gravité et l'action des vagues interviennent alors.

4. La notion de risque sur les deltas de lave récemment éteints

Seule la marge externe instable des deltas privés récemment de leur alimentation en lave peut occasionner des aléas aux rares personnes qui s'y hasardent.

a) Une faible vulnérabilité

Les deltas de lave issus des éruptions du Pu'u Ō'ō-Kūpaianaha sont, nous l'avons dit précédemment, dans l'ensemble relativement peu fréquentés. En dehors des deltas les plus proches de la *Chain of Crater Road* (delta de Kaimū à l'ouest et de Wilipe'a et Koholā à l'est), seuls quelques touristes audacieux ou volcanophiles, ainsi que les rangers et les scientifiques s'y aventurent. Le paysage assez répétitif et la difficulté de cheminer sur un champ de laves fraîches pāhoehoe limitent l'accès. Il arrive pourtant que quelques visiteurs cheminent sur des deltas de lave inactifs pour atteindre le point d'entrée de la lave dans l'océan, en coupant au plus court. La vulnérabilité est donc très réduite et circonscrite aux environs immédiats de la fin de la route et aux alentours d'un éventuel site d'entrée de la lave dans l'océan.

b) Les aléas

L'effondrement de larges portions d'un delta de lave récemment éteint est, nous l'avons dit, peu fréquent et ne concernerait que les deltas inactifs depuis quelques mois. Seule, la marge externe présente un léger risque d'affaissement les premières années, mais rien n'indique que le mouvement soit soudain et donc dangereux.

De même, la possibilité d'explosion hydromagmatique n'existe que dans les mois suivant l'interruption de l'alimentation en lave, lorsque le delta est encore suffisamment chaud pour générer une vaporisation de l'eau de mer, lors d'un effondrement ou du basculement d'une portion du delta. Dans ce cas, il n'y a probablement jamais de projection d'éjectas, mais un simple choc qui poursuit ou accompagne le mouvement, comme lors du basculement dont nous avons été témoin en 2002 sur la banquette de Kupapa'u Est.

Le basculement de blocs en marge du delta, et l'ouverture et l'approfondissement de grandes fractures sont des aléas certainement plus fréquents. Leur probabilité d'occurrence diminue néanmoins dans le temps, comme le prouve la vitesse de recul décroissante des deltas de lave. Les marcheurs trop intrépides risquent de tomber dans les fractures ou de basculer avec le bloc dans l'océan, leur poids favorisant la chute. La proximité d'un delta de lave actif rend cet aléa plus probable, le touriste s'approchant du bord pour mieux observer (Marie *et al.*, 2003). Il nous a été rapporté des accidents évités de justesse lors de basculements de pans de falaise.

Un autre type d'aléa, commun à toutes les côtes relativement basses comme certaines banquettes de lave, est la possibilité de hautes vagues soudaines qui déferlent plusieurs mètres au-dessus des vagues habituelles. Un glissement sous-marin est certainement la cause de ces tsunamis à échelle réduite, la personne, traînée sur le delta, pouvant être emportée vers la mer avec la nappe de retrait, comme nous en avons fait l'expérience.

La menace d'un accident n'est en fait pas beaucoup plus importante sur les deltas récemment éteints que sur les littoraux plus anciens, mais c'est leur fréquentation parfois plus importante lorsqu'ils sont proches des coulées actives qui les rend plus risqués. Les deltas non marqués par un escarpement interne sont les plus dangereux, car le touriste n'a alors pas conscience du danger. La présence d'une falaise morte, outre l'obstacle topographique qu'elle représente, l'incite moins à la franchir car elle rappelle inmanquablement les panneaux explicatifs qu'il aura vus précédemment. De manière générale, les deltas de lave récemment inactifs restent dangereux en raison de l'absence de perception des risques (Marie *et al.*, 2003).

c) Les mesures de gestion

Même si le risque d'effondrement des deltas de lave éteints est minime, voire inexistant, c'est pourtant celui qui est avancé par les gestionnaires par le biais de panneaux d'information pour dissuader le cheminement sur les deltas (photo 37). Comme nous l'avons dit précédemment, des posters explicatifs sont à disposition des touristes au niveau du parking. On y explique ce qu'est un delta de lave, en insistant sur la possibilité qu'il ne soit pas marqué par une rupture interne, et le risque d'effondrement, en faisant parfois l'amalgame volontairement entre deltas actifs et inactifs.



Photo 37 : Panneaux dissuasifs d'interdiction en avant de la banquette de Wilipe'a Est datant de 1995 (mai 2001)

Des panneaux en bois ou en plastique interdisant l'accès aux banquettes récemment éteintes (« hazardous area – closed ») ont été mis en place par les rangers du parc naturel et ont un effet dissuasif. Les gardes en patrouille peuvent également inviter les touristes à ne pas s'y rendre en expliquant les risques d'effondrement.

Le long du trait de côte, il n'y a pas d'enseignes expliquant spécifiquement les risques de basculement de pans de falaise ou de chute dans les fractures profondes, l'accès étant *a priori* interdit par les pancartes sus-citées. Il existe cependant des panneaux informant les marcheurs de risques (« hazardous coastline ») le long de la portion de côte plus ancienne parallèle à la *Chain of Crater Road*, et donc plus facile d'accès.

On peut se demander à partir de quel âge les deltas deviennent moins dangereux. A Kalapana, le delta de Kaimū construit en 1990 est ouvert au public, sans aucune restriction ni panneau indicatif pour expliquer ce qu'était la baie avant l'éruption du Kūpaianaha et les dommages subis par la communauté. Par contre, la banquette de Wilipe'a Est, construite en 1995, était interdite d'accès en 2002, juste avant son recouvrement partiel par de nouvelles coulées. Pourtant, nos mesures montrent sa relative stabilité. Les gestionnaires du parc

naturel, conseillés par les volcanologues de l'observatoire, considéreraient donc qu'un delta de lave d'un âge supérieur à une dizaine d'années est assez sûr pour permettre un accès non restreint. Les deux exemples présentés sont en fait très différents. Le site de Kaimū est une large baie peu profonde remplie par des coulées, alors que le delta de Wilipe'a Est est une banquette de lave construite sur des hauts-fonds et située dans un secteur plus fréquenté en raison de la proximité des coulées actives. Il n'est pas sûr que, sans l'arrivée de nouvelles coulées, la banquette de Wilipe'a ait été ouverte au public au bout de dix ans. Pourtant, le risque encouru par les touristes est probablement acceptable sur les deltas de laves éteints depuis cinq à dix ans, d'autant plus qu'ils sont largement informés des aléas.

Les mesures de prévention ne doivent néanmoins pas être prises comme étant excessives, car il y a possibilité pour les marcheurs de confondre les deltas de lave actifs et inactifs, et ils sont dans l'impossibilité de connaître l'âge des formes. De plus, la marche sur un delta éteint a souvent pour but d'accéder à la falaise, secteur le plus dangereux. Ceci explique que l'accès à l'ensemble des banquettes de lave soit prohibé. L'interdiction étant juste incitative et les contrôles rares, dans un souci de prise de responsabilité individuelle (Caristan *et al.*, 2003), certains touristes se promènent néanmoins sur les deltas de lave récemment éteints, souvent pour aller photographier de plus près l'entrée de la lave dans l'océan, mais ils sont censés avoir pris la mesure du risque.

En conclusion, la marge externe des deltas de lave du littoral hawaïen apparaît comme beaucoup plus instable que les deltas de lave dans leur ensemble. Pourtant, les données manquent pour caractériser les processus exacts responsables de l'affaissement, de l'écartement et du recul de cette partie distale. Il est difficile de distinguer les différents types de mouvements de terrain car l'interprétation ne peut s'effectuer qu'à partir des dépôts. L'observation des phénomènes est très rare. Nous avons donc procédé par déduction logique et interprétation à partir de données morphologiques, ce qui a donné lieu à beaucoup d'hypothèses et peu d'affirmations.

Néanmoins, la masse de débris pyroclastiques sous le delta continue à être sujette à des mouvements de terrain : chutes de débris, glissements, voire écoulements, même après la fin de l'alimentation en lave et donc de la production de hyaloclastites. En raison de la pente importante sur le talus, les sédiments y sont plus mobiles. En surface, la marge externe du delta s'écarte et s'affaisse légèrement, ce qui provoque l'ouverture de fractures. Il est possible que les mouvements puissent être plus brusques et engendrer de petites banquettes d'affaissement ou de légères rotations de blocs. On peut penser que la stabilisation du talus hyaloclastique, qui atteint progressivement sa pente d'équilibre, limite les mouvements de masse, et donc l'ouverture des fractures et le recul du delta. Les risques restent limités sur les deltas de lave récemment éteints. Ils vont décroissant et se concentrent sur la marge externe des deltas. L'érosion du trait de côte se réalise le plus souvent par des mouvements de basculement liés à l'ouverture des fractures et à l'attaque marine, dont nous allons détailler à présent les modalités.

C. L'intervention des dynamiques marines

Outre son rôle dans le basculement des blocs par affouillement de la base de la falaise déjà évoqué précédemment, l'attaque des vagues va façonner la marge externe des deltas de lave puisqu'il s'agit d'une falaise vive. Son intervention dans le déclenchement des glissements ou des éboulements est également possible, mais elle ne peut pas expliquer entièrement le recul important de la marge externe et tous les changements verticaux. Nous ferons dans cette section une présentation sommaire des processus strictement marins, puisqu'ils seront étudiés plus en détail dans la partie suivante, traitant de la morphodynamique des falaises. Nous nous sommes ensuite interrogé sur l'évolution du trait de côte de ces deltas de lave inactifs. Nous avons enfin tenté de mettre en évidence un lien entre les fortes houles et le recul ou l'affaissement de la marge externe des profils étudiés.

1. Les processus

a) L'efficacité des processus

L'érosion marine débute très tôt puisque le sapement effectué par les vagues, armées de débris abrasifs, provoque l'apparition d'une encoche à la base de la falaise, d'un mètre de commandement pour 50 cm de profondeur en moyenne, alors même que la lave coule parfois au-dessus (cf. photo 8). L'encoche est très fréquente sur les deltas de lave actifs ou inactifs (Marie, 2002b), ce qui démontre la fragilité du matériel basaltique avant son total refroidissement. Elle met en porte-à-faux la partie sus-jacente, qui peut basculer ou bien s'écrouler par gravité ou sous les coups de boutoir des vagues (cf. photos 50 et 59). Les encoches basales peuvent également évoluer en grottes marines, qui, elles-mêmes, se transforment fréquemment en arches littorales (cf. Deuxième Partie. Chapitre II. Section B.).

La fissuration intense des coulées de lave pāhoehoe, accentuée dans la partie distale du delta par l'appel au vide, facilite non seulement le recul en tranches de la falaise, mais aussi son éboulement, qui participent au recul du trait de côte (photos 38 et 39). Les coulées de lave 'a'ā sont plus massives et l'efficacité des processus marins est probablement plus faible. Cependant, les brèches frontales sont rapidement évacuées par les vagues comme cela a été observé sur l'île de San Benedicto (archipel des Revillagigedo, au sud de la Baja California) en 1953 (Richards, 1966). La présence de brèches basales facilite également l'encorbellement, les gratons pouvant ensuite servir de débris abrasifs.

Les coups de piston des vagues provoquent des chocs et des succions qui se répercutent dans le matériel rocheux. L'air comprimé peut s'insinuer le long des limites de

coulée 'a'a —
 trait de côte en
 septembre 2002



Photo 38 : Destruction de la banquette de Highcastle par éboulements, avec banquette de construction au premier plan (26 mai 2000)

coulée 'a'a —



Photo 39 : Recul de la banquette de Highcastle de 5 à 10 mètres (20 septembre 2002)

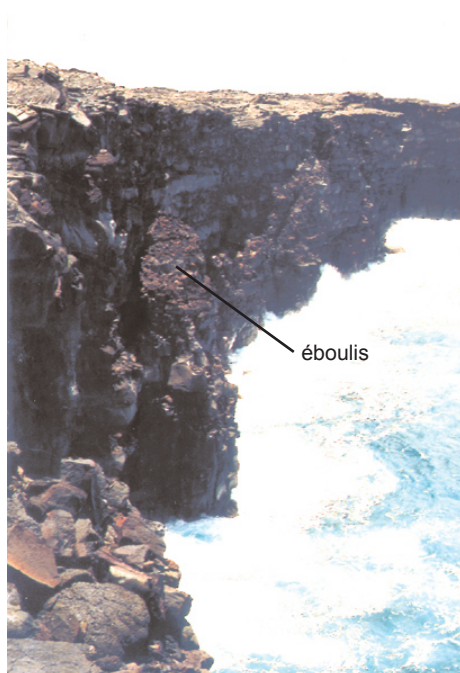


Photo 40 : Panneaux se détachant de la falaise et subissant une éboulisation de leur partie sommitale, entre Lae'apuki et Kamoamo (juillet 2003)

coulées, des diaclases et des fractures subverticales, engendrant la dislocation du matériel rocheux. La pression des vagues déclenche la chute de blocs rocheux, individuels ou en masse, parfois conjointement. Ainsi, nous avons remarqué l'éboulisation d'un pan rocheux en cours de basculement. Celui-ci était légèrement détaché de la falaise et se désagrégeait progressivement par le haut dans le même temps (photo 40). Les débris subissent ensuite une attrition rapide comme en témoigne la présence de grèves de galets au pied de deltas âgés de seulement quelques années (*cf.* photo 36). Ce processus a également été remarqué en 1972, un an après la construction du delta de Kealakomo (Holcomb *et al.*, 1974), et sur l'île de Surtsey (Moign et Moign, 1970 ; Fridriksson, 1975). Les débris les plus fins viennent nourrir la plage de sable noir au pied des deltas de lave et se mélangent aux débris hyaloclastiques.

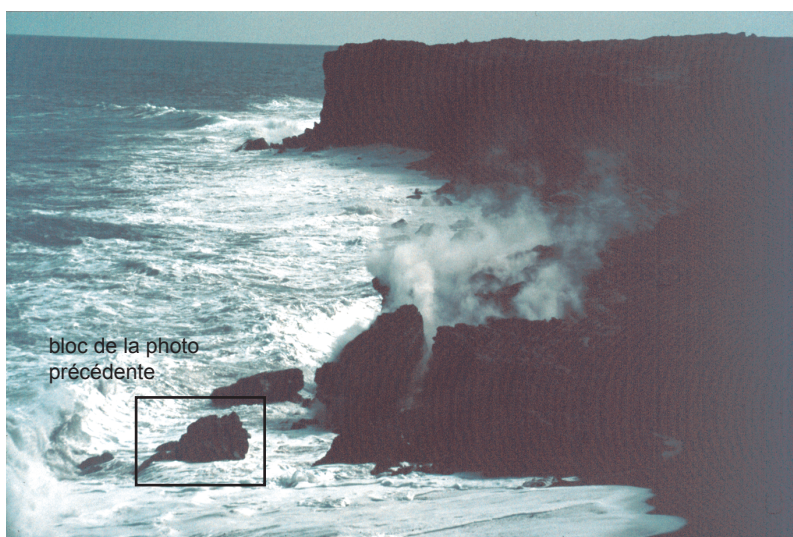
Nous avons été témoin de la rapidité et de l'efficacité des vagues dans la destruction du matériel lavique mal consolidé, avant son total refroidissement. Après le basculement en 2001 de la marge externe de la banquette de Kupapa'u Est (*cf. supra*), plusieurs blocs se sont retrouvés sur la plage. Petit à petit, le déferlement des vagues réduit ces blocs par attrition, en détachant des débris de toutes tailles. Lorsque les vagues atteignent ces blocs ou la banquette en arrière, une vaporisation de l'eau de mer se produit au moment du contact avec la roche. Deux minutes après le basculement, le plus gros bloc est retourné par les vagues, provoquant un nouveau dégagement de vapeur en quantité et de petites explosions hydromagmatiques (partie chaude pour la première fois en contact avec l'eau de mer). Le choc des vagues sur les blocs détache des fragments centimétriques ainsi que des scories de 10 à 30 cm de côté, pouvant atteindre 50 cm de longueur, à la faveur des fractures et diaclases au sein des coulées. Ces petits blocs sont rapidement évacués par les vagues. Lors d'un choc important, une lanière de 10 à 20 cm d'épaisseur s'est même détachée du bloc principal sur une hauteur de 2 m environ. En dix minutes, ce bloc, qui mesurait initialement environ 4 m de grande longueur, n'excède plus 2,5 m, avec une forme moins anguleuse (diminution de son volume d'un tiers environ, *cf.* photos 33, 34 et 41). Les coups de boutoirs des vagues commencent même à le faire bouger. L'érosion marine ralentit ensuite puisque, une demi-heure après, le bloc le plus volumineux a toujours 2 m de large environ, le dégagement de vapeur étant très limité (photo 42). Quatre jours après, l'activité effusive ayant repris, les blocs ont disparu ou ont été incorporés au delta en progradation (Marie, 2002b).

b) Un rôle croissant de l'attaque marine malgré une efficacité déclinante

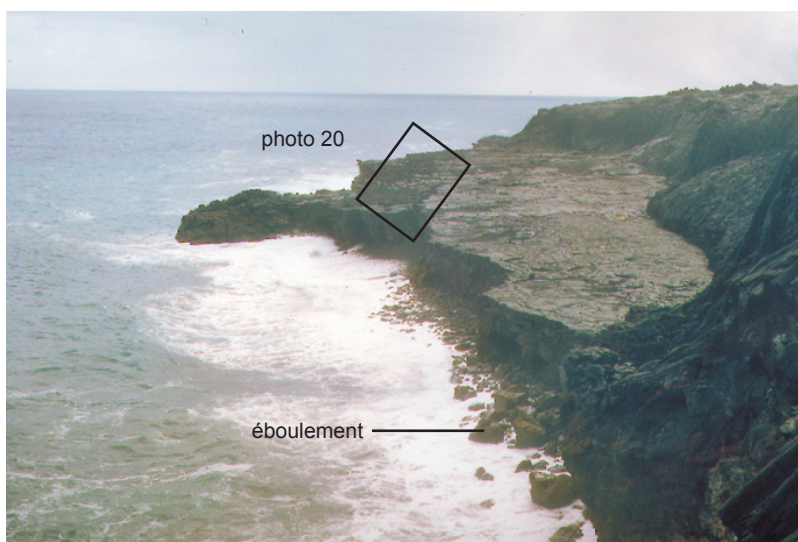
Progressivement, les processus littoraux jouent un rôle de plus en plus important puisque les mouvements sous-jacents s'amenuisent. Les deltas de lave deviennent stables, autant qu'ils peuvent l'être sur une île volcanique récente, et la marge littorale va évoluer en falaise vive et recule en formant parfois une plate-forme d'érosion littorale.



*Photo 41 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001,
15 minutes après le premier basculement*



*Photo 42 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001,
40 minutes après le premier basculement*



*Photo 43 : Promontoire sur la banquette de Kamokuna
(septembre 2002)*

On peut se questionner sur l'âge à partir duquel les dynamiques marines prennent l'ascendant sur les processus gravitaires provoqués par l'instabilité du tapis de hyaloclastites. Nous estimons qu'au bout de quelques années, peut-être même seulement quelques mois, l'action des vagues, éventuellement chargées en sédiments, est dominante par rapport aux mouvements de masse sous-jacents. Nous avons, en effet, démontré la faible intensité de ces derniers sur les deltas de lave âgés d'un à sept ans. Par ailleurs, le tassement de la vitesse de recul au bout d'un an déterminé à partir des données relevées au G.P.S. (cf. figure 28), s'explique probablement par la prédominance des dynamiques marines et du basculement (*topple*) au détriment des mouvements de terrain d'origine sous-marine.

Dans le même temps, l'attaque des vagues perd progressivement de son efficience, le matériel se consolidant (refroidissement de la lave s'étalant sur plusieurs mois, encroûtement calcaire sur le littoral, possible cimentation par pédogenèse). La stabilisation du soubassement des deltas de lave participe également à sa résistance aux coups de boutoir des vagues.

Le recul des deltas de lave est tout de même important et reste supérieur au recul annuel submétrique des côtes volcaniques plus anciennes, puisqu'il est de l'ordre de 2 à 6 m par an au bout d'une dizaine d'année d'existence (cf. figure 28). La part de l'érosion strictement marine par rapport au basculement de pans de falaise est difficile à évaluer car les deux dynamiques agissent souvent de concert.

c) Le rôle de la bathymétrie de l'avant-côte

Nous l'avons dit, la topographie sous-marine en avant de la côte influence les mouvements de masse au sein du soubassement, et donc la vitesse de recul des deltas de lave (cf. Chapitre II. Section A.2.d.), mais elle joue aussi, bien évidemment, un rôle important dans la puissance des vagues à la côte.

Là où la pente est forte, la dissipation de l'énergie des vagues sur le fond est faible. La cambrure des vagues et leur déferlement s'effectuent tardivement, directement sur le front du delta. L'érosion par les vagues, comme celle initiée par les mouvements de terrain, y est donc plus intense.

Au contraire, la présence de hauts-fonds favorise l'amortissement des houles par réfraction et évite parfois le déferlement des vagues trop près de la falaise, particulièrement quand une plage se trouve en avant de l'escarpement. La pente sous-marine a tendance à devenir moins abrupte au fur et à mesure de son remaniement par les mouvements de masse, à condition que ceux-ci restent de faible ampleur. C'est un autre facteur qui explique la perte d'efficacité de l'attaque des vagues dans le temps.

d) L'érosion des cônes littoraux de tufs

Les cônes littoraux de tephras, contigus ou construits sur les deltas de lave, sont attaqués par la mer plus rapidement que ces derniers. C'est la raison pour laquelle on en trouve uniquement sur les îles volcaniques récentes (Moore et Ault, 1965). Les cônes littoraux formés lors de la rencontre des coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha avec l'océan n'ont été préservés que quelques mois en raison de leur faible envergure.

Les cônes beaucoup plus imposants de Sand Hills (*cf.* figure 24), construits en 1840 sur la partie est du Kīlauea, ont, quant à eux, diminué en taille en raison de l'érosion marine. Au bout de quelques mois, l'une des trois collines originelles avait déjà presque totalement disparu (Macdonald *et al.*, 1983). L'altitude du principal sommet juste après sa formation reste incertaine car elle diffère selon les sources. Elle a été estimée à 400 pieds, soit environ 120 m, dans l'ouvrage de T. Coan (1882) et à environ 300 pieds, soit 90 m, dans celui de W.T. Brigham (1909 *in* Moore et Ault, 1965). Les observations de C. de Varigny (1874) font état d'un « vaste cône en forme de pyramide » (p. 326) d'environ 4 km de large et d'au moins 160 m de haut⁸. La hauteur de ce sommet a ensuite rapidement diminué, passant à 75 m huit mois après l'éruption (Brigham, 1909, *in* Moore et Ault, 1965), 36 m en 1965 (Moore et Ault, 1965) et entre 30 et 35 m aujourd'hui (carte topographique de 1995).

Par comparaison, l'érosion d'un cône de tephras sur l'île de San Benedicto (Mexique) fut de l'ordre de 17 700 m³ par jour durant les quarante premiers jours. Le recul de la falaise atteignit 1,7 m par jour pour les quatre premiers mois, soit en extrapolant 612 m par an. Ensuite, l'érosion, mesurée dans un autre secteur, ralentit puisqu'elle fut de 57,8 m, entre 8 mois et près de 3 ans et demi après la fin de l'éruption, soit une moyenne de 20,2 m par an (Richards, 1966). L'érosion peut être encore plus rapide, comme dans l'île Falcon (Tonga) où l'érosion atteignit environ 63 100 m³ par jour (moyenne calculée sur environ 225 jours, Hoffmeister *et al.*, 1929, *in* Richards, 1966).

Le matériel non consolidé et hétérométrique résiste bien évidemment beaucoup moins à l'assaut des vagues que les coulées de lave. La falaise taillée dans le cône subit dans sa partie supérieure une éboulisation en raison de l'attaque basale, qui fait reculer l'escarpement, comme cela a déjà été signalé à Surtsey (Norman, 1980). Les tephras, redistribués par la dérive littorale, viennent nourrir les plages dans les échancrures attenantes. Ainsi, la baie de Mahana, près de Ka Lae (South Point), possède une plage appelée « Green Sand Beach » ou Papakōlea, composée en grande partie de minéraux d'olivine, issus de la destruction du cône voisin de Pu'u o Mahana.

⁸ « l'amoncellement forme un promontoire de plus d'une lieue de longueur et d'au moins 500 pieds de hauteur » (p. 9)

Sur le plus long terme, la présence de coulées de lave de part et d'autre du cône littoral limite son recul, qui ne s'effectue probablement que lors d'épisodes météo-marins exceptionnels.

2. Régularisation ou irrégularisation du trait de côte ?

a) L'irrégularisation du trait de côte

Les deltas de lave des littoraux hawaïens ont une forme généralement arquée, correspondant à l'expansion des coulées de lave à partir d'un point d'entrée dans l'océan. La forme est parfois polylobée lorsque plusieurs tubes de lave communiquent avec l'océan. Il arrive même qu'un promontoire effilé se construise en marge d'un delta, particulièrement lorsqu'il s'agit de coulées de lave 'a'ā (observé à Kupapa'u Est en 2001 avec une coulée de lave pāhoehoe).

Lorsque le delta est encore actif ou lorsqu'il devient inactif, les mouvements de masse vont dans un premier temps provoquer le recul rapide des deltas lors de grands effondrements, localisés ou généralisés. La forme du delta devient alors généralement plus irrégulière et découpée, laissant en saillie des promontoires, parfois longs de plusieurs dizaines de mètres, correspondant à des secteurs préservés de tout effondrement ou à des secteurs indurés du delta, résistants à l'érosion marine et moins sujets aux mouvements de terrain (figure 68).

Nous pensons qu'il pourrait s'agir dans certains cas de tubes de lave non drainés dont les parois auraient fondu par la chaleur de la lave et refroidi ensuite. Ce phénomène a déjà été observé dans des tubes de lave à Hawaï (Kauahikaua *et al.*, 2003) et pourrait provoquer une induration et une cohérence plus importantes de la roche (vacuolisation et fissuration probablement faibles). Ainsi, certains légers caps de la banquette de Kupapa'u Est étaient surmontés d'un tumulus, forme s'édifiant au-dessus de tubes de lave (*cf.* photo 67). Des promontoires ont également été observés aux îles Galapagos le long de tunnels de lave dans des coulées de lave pāhoehoe d'âge inconnu (Dumont *et al.*, 2001). La banquette de Kamokuna, construite entre septembre et décembre 2000, a, par exemple, été largement érodée, individualisant un cap, large de 10 à 20 m et s'avancant d'environ 50 m dans l'océan en octobre 2002 (figure 69). Il correspond probablement au tube de lave principal à l'extrémité duquel s'était construit un cône littoral, aujourd'hui disparu (photo 43).

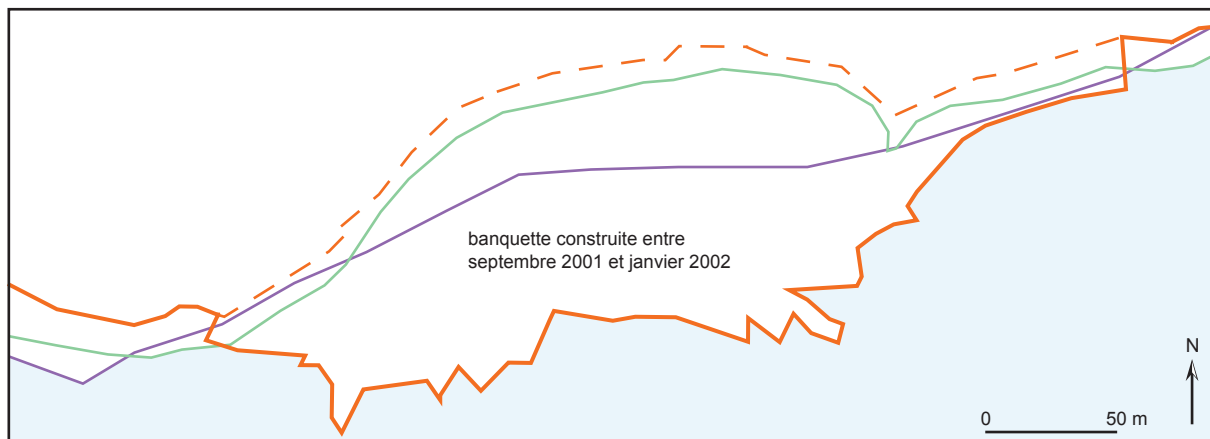


Figure 68 : Indentations du trait de côte sur la banquette de Kamoamoa

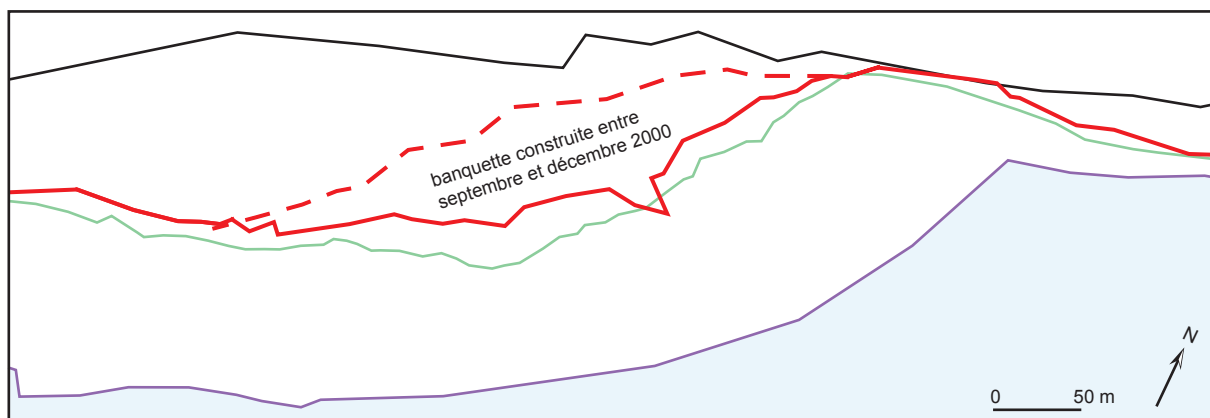


Figure 69 : Irrégularisation du trait de côte de la banquette de Kamokuna

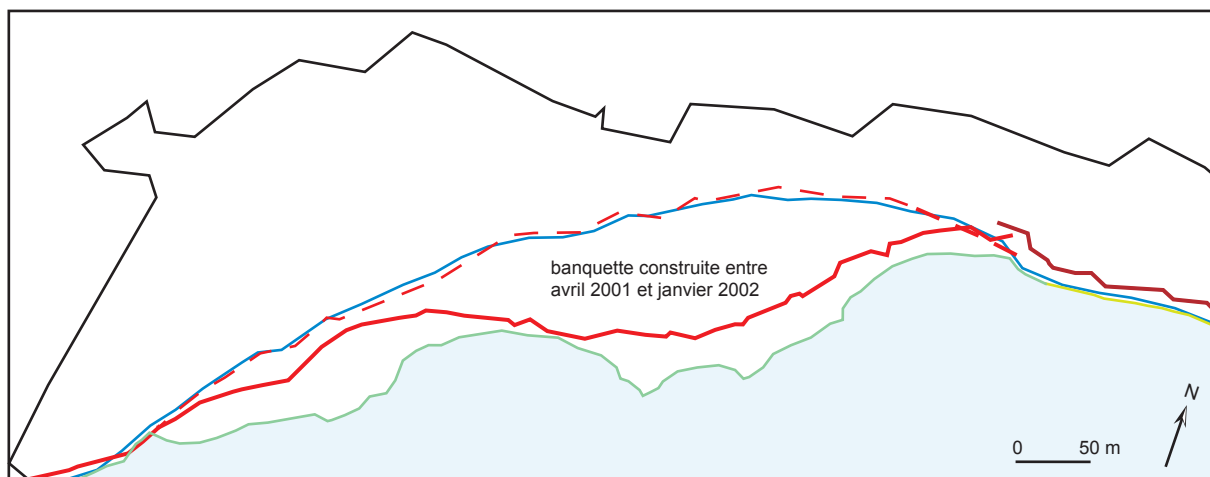
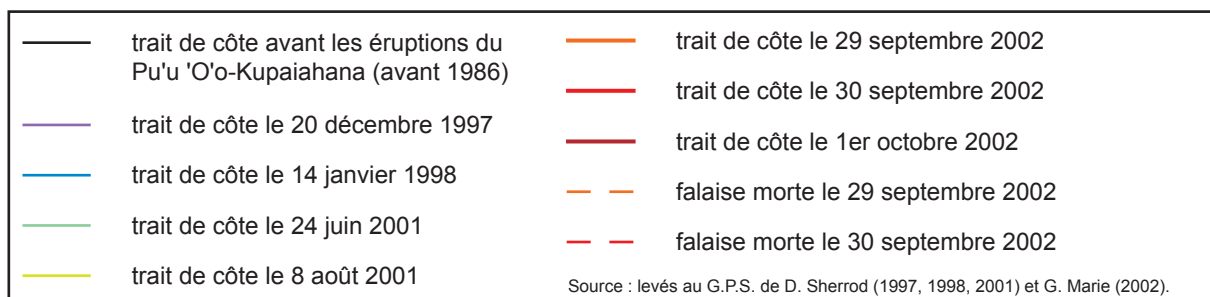


Figure 70 : Régularisation du trait de côte de la banquette de Kupapa'u Est



b) La régularisation du trait de côte

Sur le plus long terme, les dynamiques marines deviennent dominantes et amènent progressivement à une régularisation du trait de côte. On s'aperçoit, en effet, que les tracés des banquettes de lave ont tendance au cours du temps à s'émousser, par destruction des promontoires (figure 70 et 29). Nous avons ainsi remarqué la présence de blocs plus nombreux ou plus grossiers au pied des promontoires, par rapport aux dépôts mieux roulés et plus petits à la base des échancrures, notamment le long du delta de Wilipe'a Est et dans la partie est du delta de Kaimū. La falaise est en cours de recul et les débris n'ont pas encore été évacués ou réduits par attrition.

Les marges des banquettes forment un angle avec la falaise plus ancienne et concentrent donc, dans un premier temps, l'attaque des vagues. Si elle n'est pas protégée par une accumulation sédimentaire, la bordure recule rapidement jusqu'à son éventuelle régularisation, en prolongement de l'ancienne falaise. Ainsi, sur la banquette de Lae'apuki, l'extrémité occidentale recule particulièrement vite (*cf.* recul de la ligne F). C'est également au niveau de cette portion ouest que le delta de Kealakomo a le plus rapidement reculé (Moore *et al.*, 1973). Dans un deuxième temps, ce secteur peut devenir un lieu de dépôt, comme en témoignent les grèves de galets prolongeant certaines banquettes comme à l'est du delta de Kaimū (Kalaehiamoe), à l'ouest de la banquette de Lae'apuki en 2002 (*cf.* photo 36) ou la plage de sable à l'ouest de Highcastle, devenue en partie grève de galets en 2001, en raison probablement de la destruction de la banquette attenante.

La régularisation du trait de côte dépend également des conditions locales d'exposition aux houles. Ainsi, nous avons, par exemple, remarqué en 2001 une opposition entre la partie orientale du delta de Ki'i, exposée directement aux houles de secteur sud et est, et l'anse peu marquée entre ce delta et celui s'étendant entre les toponymes Waiaka et Ki'i. Dans les deux cas, l'âge du delta est le même (11 ans), mais, dans l'échancrure, les blocs de 0,5 à 2 m de grande longueur pour la plupart sont légèrement roulés et parfois encroûtés d'algues, indiquant un manque de mobilité du trait de côte. Le recul y est donc plus lent, probablement en raison de la dispersion de l'énergie des vagues par réfraction dans l'anse. Au contraire, le long de la façade est du delta de Ki'i, les blocs sont plus nombreux, sans encroûtement, et parfois empilés les uns sur les autres jusqu'au milieu de la falaise, signalant des éboulements ou écroulements récents.

Les deltas de lave issus de coulées 'a'ā sont souvent plus irréguliers, avec de fins promontoires s'avancant de plusieurs dizaines de mètres dans l'océan. Ceux-ci sont plus résistants à l'attaque marine. Leur recul est donc plus lent et la régularisation du trait de côte ne semble pas avoir lieu sur l'île d'Hawaï. Sur celle de San Benedicto (Mexique), les nombreux promontoires issus de coulées 'a'ā donnent au delta une forme festonnée. Ces caps ont reculé tandis que, dans les échancrures entre ces derniers, les sédiments se sont

accumulés dans les mois suivant la fin de l'activité (Richards, 1966), régularisant presque totalement le trait de côte en moins de 3 ans.

L'évolution du trait de côte au niveau des deltas de lave procèderait donc en trois étapes. Dans un premier temps, les coulées ayant tendance à colmater de préférence les baies en empruntant les lignes de plus forte pente, elles régularisent parfois le trait de côte en limitant les échancrures. Ensuite, on assiste à une irrégularisation du trait de côte par érosion différentielle entre des secteurs plus rigides et d'autres plus sensibles à l'attaque des vagues et aux mouvements du soubassement, ces derniers pouvant peut-être avoir lieu de manière aléatoire. Enfin, dans une dernière phase, l'érosion marine régularise progressivement le trait de côte, en laissant parfois en saillie des arches littorales.

3. L'impact des houles

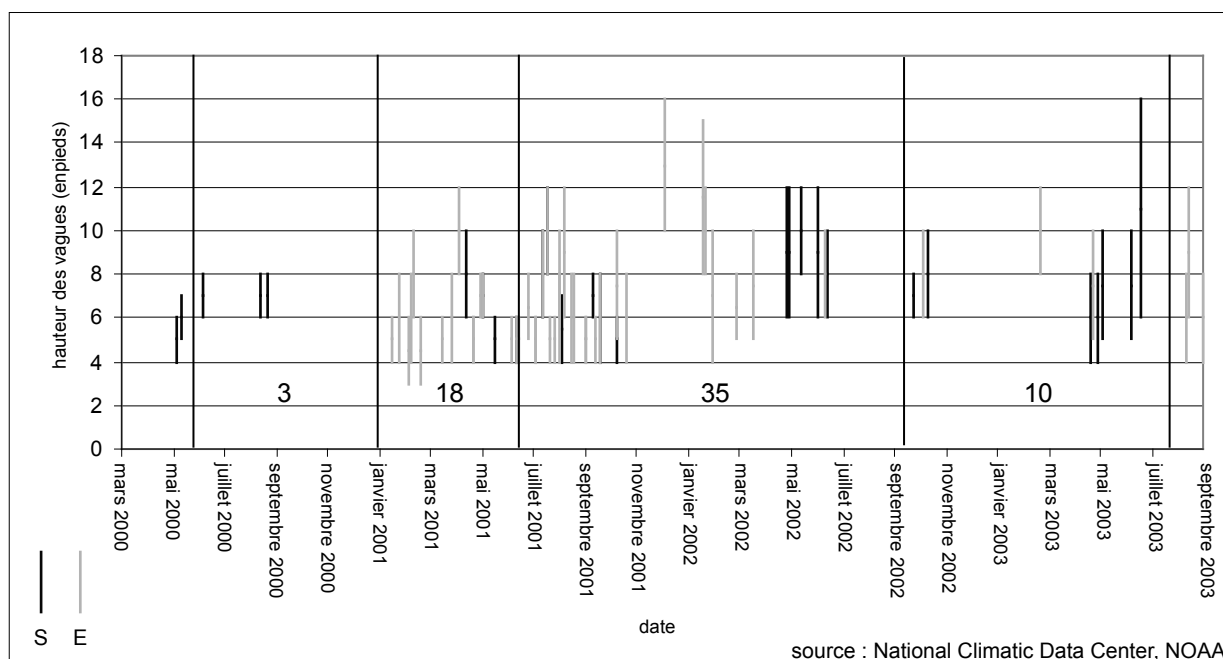
a) Les épisodes de forte houle à la côte

Il nous est apparu intéressant de nous interroger sur l'impact que pouvaient avoir de fortes houles sur l'instabilité de la marge externe des banquettes inactives étudiées et sur leur recul, à l'instar de ce que nous avons fait pour les effondrements de deltas actifs. Pour cela, nous avons tout d'abord utilisé le nombre d'épisodes de forte houle à la côte (*high surf*), recensé par le *National Climatic Data Center* (N.O.A.A.) pendant notre période d'étude, entre le printemps 2000 et l'été 2003.

Dans ce laps de temps, soixante-six épisodes de forte houle ont été comptabilisés sur les côtes sud, sud-est et est de l'île d'Hawaï (figure 71). Nous n'avons pas plus de précision sur la localisation, excepté lors d'un accident de personne, de dommages matériels ou de l'intervention des services de sécurité civile. La hauteur des houles n'a jamais atteint des valeurs exceptionnelles. Le maximum relevé lors de cette période furent des vagues atteignant 16 pieds, soit moins de 5 m. Par comparaison, durant la même période, des vagues hautes de 30 pieds, soit plus de 9 m, ont été repérées sur les côtes nord et ouest de l'île, et ce à plusieurs reprises. De plus, les épisodes de forte houle à la côte sont recensés à partir de vagues de 4 pieds de haut, soit seulement 1,22 m. Ces événements n'ont donc pas forcément eu la puissance suffisante pour provoquer une fragilisation du delta ou encore un mouvement sur la falaise ou le tapis de débris.

Les figures 72 et 73 résument les mesures obtenues sur les banquettes étudiées (affaissement et recul de la marge externe) pour pouvoir les comparer avec le nombre d'événements de forte houle recensés durant les différentes périodes. Plus de la moitié des événements ont eu lieu entre janvier et octobre 2001 (41), et cet intervalle est

malheureusement divisé entre deux de nos périodes (décembre 2000 à juin 2001 et juin 2001 à septembre 2002). De plus, la première de ces périodes, où les épisodes tempétueux ont été les plus nombreux, (18 événements, soit une moyenne de 3,3 par mois), n'a pas été mesurée systématiquement (absence sur le terrain en décembre 2000). Il est donc très difficile d'établir des corrélations.



N.B. : les dates indiquées correspondent au début de l'événement météo-marin

Figure 71 : Inventaire des épisodes de forte houle (high surf) sur les côtes sud et est de l'île d'Hawaï

période	mai 00 - déc. 00	déc. 00 - juin 01	juin 01 - sept. 02	sept. 02 - juil. 03
Nombre d'évènements recensés sur les côtes sud et est	3 (0,4 / mois)	18 (3,3 / mois)	35 (2,3 / mois)	10 (1,0 / mois)
A (mesures brutes)	-4,5 (A10)	-4,3 (A10)	-96,3 (A10)	nouvelle banquette créée en avant de celle de 1995 juil-nov 2002
A (mesures annuelles)	-7,5 (A10)	-9,4 (A10)	-77,0 (A10)	
B (mesures brutes)	-19,1 (B10)	-28,9 (B10)	-7,4 (B9)	
B (mesures annuelles)	-32,1 (B10)	-63,9 (B10)	-6,0 (B9)	
C (mesures brutes)	-5,0 (C8)		-69,5 (C7)	juil-nov 2002
C (mesures annuelles)	-4,7 (C8)		-55,5 (C7)	
D (mesures brutes)			-107,0 (D9)	-100,3 (D9)
D (mesures annuelles)			-85,5 (D9)	-116,7 (D9)
E (mesures brutes)			-2,3 (E8)	
E (mesures annuelles)			-1,1 (E8)	
F (mesures brutes)			0 (F4)	
F (mesures annuelles)			0 (F4)	
G (mesures brutes)	-12,6 (G5)	-668,9 (G5)		nouvelle banquette créée en nov. 2002
G (mesures annuelles)	-21,2 (G5)	-1480,7 (G5)		
H (mesures brutes)	-1,2 (H3)			
H (mesures annuelles)	-1,1 (H3)			

Figure 72 : Tableau comparatif de l'affaissement du point externe des banquettes (en millimètres) et du nombre d'épisodes de forte houle (high surf)

période	mai 00 - juin 01	juin 01 - sept. 02	sept. 02 - juil. 03
Nombre d'événements recensés sur les côtes sud et est	21 (1,7 / mois)	34 (2,3 / mois)	10 (1,0 / mois)
A (mesures brutes)	0	0	nouvelle banquette créée en avant de celle de 1995 juil-nov 2002
A (recul annuel)	0	0	
B (mesures brutes)	0	-2,3 (juil. 02)	
B (recul annuel)	0	- 1,9	
C (mesures brutes)	~ -6,1	-10,1 (juil. 02)	
C (recul annuel)	~ -6,7	-8,1	
D (mesures brutes)	0	-7,8	0
D (recul annuel)	0	-5,6	0
E (mesures brutes)	~ -10,8	-3,6	~ -0,2
E (recul annuel)	~ -11,4	-2,6	~ -0,2
F (mesures brutes)	~ -22,5	-12,6	~ 0
F (recul annuel)	~ -23,8	-9,1	~ 0
G (mesures brutes)	0	-4,4	nouvelle banquette créée en nov. 2002
G (recul annuel)	0	-3,1	
H (mesures brutes)	~ -1,7	-3,5	
H (recul annuel)	~ -1,8	-2,5	

La marge d'erreur est d'environ ± 10 cm

~ : estimation

Figure 73 : Tableau comparatif du recul des banquettes (en mètres) au niveau des profils et du nombre d'épisodes de forte houle (high surf)

Deux des trois profils mesurés entre décembre 2000 et juin 2001 connaissent leur maximum d'affaissement pour la marge externe durant cette période (profils B et G). En ce qui concerne le recul du trait de côte au niveau des profils, l'âge de la roche est certainement plus pertinent pour comprendre les différences dans les vitesses de retrait, d'autant plus que le découpage des périodes est encore moins favorable à l'interprétation. Cependant, à l'exception des profils E et F, la banquette au niveau de ce dernier étant tout juste consolidée en mai 2000, tous les profils ont connu leur maximum d'érosion lors de la seconde période, où les épisodes ont été plus nombreux (figure 73). Etablir un lien de causalité reste pourtant hasardeux.

b) La houle au large

Les données de houle significative relevées par les deux bouées au large de la côte méridionale d'Hawaï (stations 5102 et 5104) ont également été utilisées. Les résultats sont contradictoires avec le recensement réalisé sur les côtes. Il semble que les périodes de forte houle aient été moins intenses durant l'hiver 2000-2001 que durant l'hiver précédant et les deux suivants, sans que les différences soient considérables :

- houle maximum de 5,75 m (bouée sud-est) et 5,44 m (bouée sud-ouest) en décembre 1999,
- houle maximum de 4,63 m (bouée sud-est) en janvier 2001 et 5,02 m (bouée sud-ouest) en novembre 2000,
- houle maximum de 6,51 m (bouée sud-est) et 5,92 m (bouée sud-ouest) en décembre 2001,
- houle maximum de 5,20 m (bouée sud-est) et 5,18 m (bouée sud-ouest) en janvier 2003.

Les houles au large ne semblent donc pas être déterminantes dans la hauteur des vagues à la côte, les facteurs locaux (bathymétrie de l'avant-côte, configuration du littoral) jouant probablement un rôle plus décisif.

En résumé, les conditions météo-marines de la partie sud de l'île d'Hawaï durant notre période d'étude semblent avoir été relativement homogènes au large, avec, par contre en 2001, un nombre plus élevé d'épisodes de forte houle à la côte, sans que ceux-ci aient été exceptionnels en intensité. Aucune corrélation nette n'a pu être trouvée avec l'affaissement ou le recul des banquettes étudiées, en raison notamment du faible nombre de mesures relevées sur les deltas de lave et de l'inadéquation des données météo-marines à notre disposition. Cependant, même si les conditions marines ne semblent pas jouer un rôle déterminant dans l'instabilité des deltas de lave, il est possible qu'elles fragilisent le matériel à la faveur d'événements répétés de forte intensité, ou que des mouvements au sein du soubassement soient amorcés, entraînant de légers déplacements en surface.

De fortes houles provoquent également un recul plus rapide du trait de côte par démantèlement sous l'assaut des vagues. Cela a, par exemple, été mis en évidence sur le delta de lave du volcan Bárcena (île San Benedicto, Mexique) où le recul a été particulièrement rapide durant les tempêtes estivales (Richards, 1966). De même, sur l'île de Surtsey (Islande), une tempête de cinq jours en février 1966 a provoqué le recul de la falaise d'en moyenne 100 mètres dans la partie la plus exposée aux houles, dans un matériel âgé de deux ans (Norrman, 1980). Enfin, la variation des conditions météo-marines participe sans doute à la discontinuité du recul des deltas de lave.

Conclusion de chapitre

En définitive, l'étude des deltas de lave récemment inactifs du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha nous a permis de mettre en évidence l'opposition entre le corps du delta de lave inactif et sa marge externe.

La majeure partie des deltas de lave inactifs depuis quelques années apparaît comme relativement stable. Le très léger tassement est à peine perceptible et proche de la marge d'erreur. Il s'explique par l'expulsion de l'eau inter-granulaire au sein des hyaloclastites, sous le poids des coulées sus-jacentes. A ce tassement doivent s'ajouter l'affaissement de l'ensemble de la frange côtière, secteurs plus anciens compris, de par son assise instable, ainsi que la subsidence généralisée de l'île. En raison des légers mouvements horizontaux ou d'exhaussement détectés sur certains deltas, nous avons émis l'hypothèse de l'existence de menus mouvements de masse en profondeur, par tassement ou par glissement en planche de la partie rigide sur le soubassement saturé en eau. De manière générale, malgré la diversité des deltas de lave, il existe une stabilisation progressive du soubassement, même si, nous l'avons vu, à une échelle de temps court, il peut y avoir accentuation des phénomènes.

En revanche, la marge externe des deltas de lave semble toujours instable, même si son recul et les risques associés sont décroissants. La pente importante du talus de débris en avant du delta explique que celui-ci soit plus sujet aux mouvements dans sa partie distale. L'ouverture de fractures y est fréquente. Plusieurs types de dynamiques ont été envisagés pour expliquer les mouvements verticaux et horizontaux. Les écoulements sous-marins de hyaloclastites, tout comme les glissements en planche, par translation horizontale ou par extension latérale de roche, sont plus vraisemblables en marge du delta que dans sa partie amont, mais restent hypothétiques. Les glissements rotationnels sont rares et de faible ampleur. Il est possible qu'ils déclenchent de légères rotations de portion du delta ou l'affaissement de petite banquette dans sa partie distale. Les glissements sont plus fréquents l'année suivant la fin d'activité du delta de lave, puisqu'ils provoquent encore des effondrements localisés du delta, à l'instar de ce qui se passe lorsque celui-ci est encore actif. Les surfaces de rupture au sein de l'assise de débris recoupent probablement des lignes de discontinuité d'origine structurale. Ces séparations sont créées par les différences dans le régime d'extension du delta ou dans l'explosivité des réactions hydromagmatiques (couches de débris de granulométrie ou d'homogénéité différente, présence de laves en coussin, limites des différentes banquettes construites lors de l'extension du delta).

Le processus le plus commun est certainement le basculement de pans de falaise (*topple*) qui provoque le recul du trait de côte. Le bloc se détache progressivement le long d'une fracture, sous l'action conjuguée des mouvements de masse, de la gravité et des

coups de boutoir des vagues. Une fois qu'il est tombé, une nouvelle fracture se crée ou s'écarte en arrière du trait de côte et le processus est répété.

Progressivement, on assiste à une diminution du rôle joué par les mouvements de terrain et à une augmentation de la part des processus marins dans le recul du delta. Celle-ci est, en effet, active dans un matériel rocheux à peine consolidé, même si son efficacité tend à diminuer. Aucune corrélation n'a pu être trouvée entre les périodes de fortes houles et l'instabilité et le recul des deltas, mais les tempêtes interviennent sans aucun doute, surtout dans le retrait de la ligne de rivage.

Dans un premier temps, on observe une irrégularisation du trait de côte. Des caps s'individualisent souvent sur les deltas de lave au bout de quelques mois. Ils correspondraient à des tubes de lave indurés par fonte et refroidissement des parois. Dans un deuxième temps, les dynamiques marines provoquent la régularisation de la ligne de rivage, mise en évidence par des indices morphologiques sur le terrain et la forme générale du trait de côte. Il y a, par ailleurs, une différence entre les deltas construits avec des coulées de lave pāhoehoe, où la roche est fortement diaclasée et le recul rapide, et ceux formés de coulées 'a'ā, correspondant souvent à de minces promontoires très massifs et résistants.

La bathymétrie joue enfin un rôle majeur dans l'occurrence de mouvements de terrains et dans les dynamiques marines. De fortes pentes accentueraient l'érosion par l'instabilité plus grande du talus hyaloclastique, alors que les hauts-fonds la limiteraient en raison de l'amortissement des houles. La pente du soubassement approchant progressivement sa pente d'équilibre en raison de remaniements, cela limite les mouvements de masse et favorise la réfraction des houles.

Au cours de cette discussion sur le fonctionnement des deltas de lave récemment inactifs, nous avons effectué de nombreuses suppositions. L'observation des phénomènes est, en effet, rare et il est difficile d'interpréter des données qui sont souvent à la limite de la précision des appareils. Les mouvements étant pour la plupart sous-terrains ou sous-marins, il sera certainement malaisé de mieux appréhender la morphodynamique des deltas de lave inactifs. Des instruments plus précis et des mesures plus fréquentes participeraient à une meilleure compréhension, mais les mouvements restent de toute façon infimes, à l'exception de ceux s'exerçant sur la partie distale des deltas.

Conclusion de partie

Les deltas de lave sont des formes originales nées de la rencontre entre des coulées de lave et l'océan. Les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha sur le volcan Kīlauea ont construit nombre de ces formes sur la côte méridionale de la Grande Île d'Hawaï. Nous avons pu suivre l'évolution de deltas de lave, depuis un temps zéro, correspondant à la mise en place des coulées, jusqu'à leur état, une dizaine d'années après leur extinction. Cette étude a été réalisée dans une optique naturaliste d'observation sur le terrain. La démarche a été complétée par une approche quantitative de mesures *in situ*.

Nous avons confirmé la modification de la morphodynamique au cours du temps et de la part respective de chacun des processus. L'ensemble est apparu complexe en raison de l'imbrication des différents mécanismes entre eux. L'hypothèse avancée d'une stabilisation progressive du soubassement de débris pour expliquer cette évolution a été vérifiée dans son ensemble, même si, dans le détail, les processus peuvent s'accélérer localement en raison d'un rythme saccadé. Cette stabilisation se réalise plus rapidement que ce que l'on envisageait jusqu'à maintenant.

La morphogenèse des deltas de lave actifs s'effectue à la fois sous l'action d'agents endogènes (coulées de lave) et d'agents exogènes (océan). Il s'agit, en fait, d'une opposition permanente entre le travail d'extension du delta, par l'arrivée de lave avec un flux plus ou moins intense et continu, et le travail de destruction, opéré par les rencontres explosives entre le magma et l'eau de mer, aidées par le caractère instable du soubassement, et relayées par l'action marine.

Les deltas de lave du littoral hawaïen évoluent rapidement, aussi bien lors de leur progradation que lors de leur érosion. Le recul du delta peut, de plus, être concomitant avec son extension. Une fois éteint, les dynamiques changent progressivement et les modifications apportées au delta sont plus minimes.

Le développement du delta ne peut s'effectuer sans l'extension préalable d'un tapis de hyaloclastites, issues des réactions hydromagmatiques à l'interface eau/lave. Celles-ci ne sont pas toujours explosives. Nous avons relevé les différents types de contact que nous avons observé entre la lave et la mer, dont certains, à notre connaissance, n'avaient jamais été décrits (stalactites et stalagmites, petit cône de progression).

Nous avons, par ailleurs, identifié une phase durant laquelle les coulées subaériennes peinent à s'étendre, en raison de la surface réduite de ce soubassement. L'accumulation, circonscrite en contrebas de la falaise, a été appelée « pied de lave ». Elle ne peut s'étendre tant que le flux n'est pas plus intense ou que l'assise de débris n'est pas plus large, limitant ainsi l'action du déferlement des vagues. Ce stade n'est pas systématique. En effet, chaque

delta de lave possède son mode de progradation propre. Nous l'avons néanmoins observé sur la plupart des deltas en formation, peut-être en raison de hauts fonds en avant du trait de côte atteint. La bathymétrie influence, en effet, fortement l'extension des deltas de lave.

Au fur et à mesure du prolongement et de l'épaississement du soubassement de débris, les coulées de lave progressent vers le large, formant parfois des promontoires, notamment aux débouchés de tubes de lave. Au final, les deltas de lave pāhoehoe ont néanmoins une forme généralement arquée. Les deltas de lave 'a'ā ont, eux, une forme plus irrégulière et une morphologie de détail spécifique, plus chaotique. Certaines coulées dévalent le talus sous-marin, structurant la partie sous-marine du delta, principalement sous la forme de laves en coussins.

Les ruptures de pente sur les fonds sous-marins provoquent l'instabilité de ce talus. Il est alors soumis à des mouvements de masse, semblables à ceux des deltas sédimentaires de type Gilbert. L'accroissement contrôle donc l'extension maximale du delta, ce qui explique la différence entre les larges baies peu profondes facilement comblées par des coulées de lave et les côtes à falaise, prolongées par des banquettes étroites. Nous avons également montré que la déstabilisation qui engendrait les mouvements de masse pouvait s'expliquer par des séismes de magnitude modérée à forte ou la succession de secousses.

Les glissements sous-jacents se traduisent en surface par des effondrements de la marge externe du delta, voire parfois du delta en entier. Lorsque le mouvement n'est que partiel, une banquette se forme sur la partie distale. Le contact soudain de la lave circulant dans les tubes de lave avec l'eau de mer entraîne des explosions hydromagmatiques paroxysmales, sources de risque pour les touristes venus observer le spectacle à proximité. Il n'y a pas, en effet, de restriction des libertés individuelles, et les interdictions sont rares. La vulnérabilité reste néanmoins limitée en raison notamment du développement de l'information préventive. Une fois l'alimentation en lave stoppée, d'autres aléas prennent le relais en raison de la permanence de l'instabilité de la bordure externe des deltas.

Les effondrements en marge des deltas de lave provoquent le retrait rapide du trait de côte, alors même que les coulées continuent à affluer. Le recul de la falaise deltaïque est encore de l'ordre de plusieurs dizaines à cent mètres la première année après la fin de son activité, en raison d'effondrements encore possibles. Ils sont ensuite très rares, voire inexistantes, à cause de la stabilisation croissante du soubassement de débris. Le recul diminue donc rapidement.

Les mouvements de masse ne sont plus responsables en surface que de légers mouvements verticaux et horizontaux. Ils sont à peine perceptibles sur le corps du delta, de l'ordre de quelques millimètres par an, en raison du tassement des débris et d'éventuels légers glissements. Les déplacements annuels centimétriques à métriques de la partie distale des deltas se marquent par l'ouverture de fractures de distension, souvent parallèles

au trait de côte, et de légers affaissements et rotations de blocs. L'interprétation des mouvements mesurés lors de notre étude et les travaux antérieurs nous ont permis d'envisager plusieurs processus. Le déclenchement des légers glissements rotationnels et des éventuels glissements en planche ou écoulements sous-marins s'appuie sur les surfaces de rupture au sein du soubassement, d'origine structurale (différentes nappes de débris, présence de coulées de lave sous-marines).

Un autre mouvement gravitaire, non sous-marin, participe à la morphogenèse des deltas de lave. Il s'agit du basculement de pans rocheux le long de la falaise (*topple*), par gravité et sous l'action des coups de boutoir des vagues et des éventuels mouvements sous-jacents. Il explique le recul du trait de côte relativement élevé des deltas de lave inactifs, de l'ordre de quelques mètres par an en moyenne, avec une tendance à la diminution. Le recul est en fait saccadé. Nous avons montré son caractère cyclique, avec l'ouverture de fractures de distension, le basculement progressif du pan de falaise, formant parfois une indentation le long du trait de côte, et l'ouverture de nouvelles fractures en arrière de la nouvelle falaise.

Outre leur rôle dans l'ébranlement du delta, les vagues participent au recul de la falaise par éboulement, en raison de chocs répétés. L'abrasion est également efficace, même si son efficacité est décroissante. Elle taille des encoches et des arches littorales, formes communes sur les falaises de deltas de lave, même lorsque celui-ci est encore en activité.

Ces dynamiques provoquent dans un premier temps l'irrégularisation du trait de côte par érosion différentielle, puis progressivement sa régularisation. Elles perdurent sur le plus long terme, une fois que le delta est totalement stable, soit une dizaine d'années après l'arrêt de son activité selon nous. Il faut néanmoins noter que la stabilisation n'est jamais totale sur les îles volcaniques récentes. Le recul de la falaise s'accompagne du façonnement progressif d'une plate-forme d'érosion littorale.

<p>DEUXIÈME PARTIE</p> <p>L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DES FALAISES</p> <p>ET PLATES-FORMES LITTORALES</p>
--

« Here are numberless Caverns in the bowels of the Earth of various dimensions – some so deep and tremendous that they are altogether avoided as too dangerous to explore. »

C. Clerke, *Supplement to Cook's Journal in The Journals of Captain James Cook on his voyages of discovery*, J.C. Beaglehole (éd.), Hakluyt Society, Cambridge, 1967, p. 591.

Introduction de partie

A force d'être recouverts par des coulées de lave, les deltas de lave finissent souvent par ne plus se marquer dans le paysage. Seule la présence d'une étendue plane et relativement basse, nommée plaine côtière (*coastal plain*), bien qu'elle ressemble souvent à un bas plateau sans vallées encaissées, trahit la présence de territoires gagnés récemment sur la mer. Le rythme de recul des littoraux volcaniques va ralentir sur le long terme, enregistrant une plus grande variabilité dans le temps et dans l'espace.

L'objectif de cette partie est de retracer l'évolution des falaises volcaniques à travers les dynamiques de recul, en tentant de différencier les paramètres intervenant dans leur morphogenèse et leur part respective, qu'ils soient internes ou externes. L'approche naturaliste que nous avons privilégiée permettra de mieux appréhender la diversité des processus en jeu, une tentative de quantification aidant à en apprécier l'efficacité.

Nous raisonnerons ici à l'échelle des macroformes, l'étude des formes de détail, caractérisant le paysage volcanique littoral essentiellement sur le long terme, sera développée dans la dernière partie de la thèse. « La falaise est un ressaut non couvert de végétation, en forte pente, de hauteur variable, au contact de la terre et de la mer, et qui est due à l'action ou la présence marine » (Guilcher, 1954, p. 42). Son recul individualise une plate-forme d'érosion marine, parfois appelée abusivement plate-forme d'abrasion, au pied de l'escarpement. L'évolution de ce couple est intimement liée, même si nous verrons qu'à Hawaï la plate-forme d'érosion est une forme rarement observable.

Dans un premier temps, la diversité des littoraux rocheux volcaniques sera exposée à partir de l'exemple de la Grande Île d'Hawaï. Cette présentation générale nous conduira à proposer une typologie des côtes. Une discussion s'engagera alors sur les différents facteurs contrôlant la morphologie d'ensemble et de détail des falaises et expliquant la variété des paysages volcaniques.

Dans un deuxième temps, nous aborderons la morphodynamique des abrupts côtiers, déterminée à partir de l'interprétation des formes et des dépôts. Le rôle des mouvements gravitaires de versant sera mis en avant, sans négliger pour autant l'intervention des dynamiques strictement marines, qui engendrent une évolution originale des falaises volcaniques par excavation de blocs à leur base ou à leur sommet. La genèse de plates-formes d'érosion marine consécutive de ce retrait des falaises sera également traitée.

Nous avons enfin souhaité souligner la discontinuité spatiale et temporelle de l'évolution, rendant vaine une simple recherche quantitative du recul des falaises. Les différentes crises morphologiques sont à l'origine d'un rythme de recul irrégulier que nous avons tenté d'apprécier. Nous montrerons la tendance à l'atténuation de l'efficacité des processus sur le long terme.

CHAPITRE I – LA DIVERSITÉ DES CÔTES ROCHEUSES DE L'ÎLE D'HAWAÏ : TYPOLOGIE ET ORIGINE

A. Les caractéristiques morphologiques des rivages de l'île d'Hawaï

1. La spécificité de l'île d'Hawaï par rapport aux autres îles de l'archipel
2. Le tracé d'ensemble du littoral
3. Les côtes d'accumulation
4. Les côtes rocheuses

B. Les paramètres influant sur la morphologie des littoraux volcaniques

1. La durée d'évolution
2. La topographie
3. Les conditions météo-marines
4. Les variations du niveau de la mer
5. Le type de coulée de lave

Introduction

La Grande Île d'Hawaï possède, en raison de sa taille, des conditions climatiques diversifiées et de l'âge de ses coulées, une diversité de paysages étonnante. Sur la côte, cette variété est moins marquée de par l'absence fréquente de végétation, donnant au littoral un caractère qui peut paraître plus répétitif pour des yeux non avertis. C'est le domaine de la « pali ». Ce mot hawaïen signifie « falaise », que celle-ci corresponde d'ailleurs à une falaise marine ou à un escarpement continental abrupt, comme le long des systèmes de failles de Pūlama ou de Hōlei.

Les falaises, battues par la houle longue du Pacifique, sont pourtant différentes selon les secteurs côtiers. Certaines, hautes de plusieurs centaines de mètres, évoluent en grande partie comme des versants continentaux, alors que d'autres, métriques, sont submergées lors de tempêtes, engendrant des conditions supralittorales sur la plate-forme sommitale⁹. Certaines côtes rocheuses de l'île d'Hawaï sont, par ailleurs, basses, correspondant à des plates-formes à écueils ou à de simples coulées ennoyées par la subsidence continue de l'édifice volcanique.

L'analyse morphologique des littoraux volcaniques de la Grande Île d'Hawaï s'effectuera à différentes échelles et en deux temps. Nous présenterons, tout d'abord, la diversité des rivages de cette île à l'aide d'une typologie des côtes rocheuses. Ensuite, nous tenterons d'expliquer ces différences en dégagant le rôle joué par différents paramètres : durée d'évolution, topographie, conditions météo-marines, variations du niveau de la mer et type de coulée de lave.

A. Les caractéristiques morphologiques des rivages de l'île d'Hawaï

Selon les sources et la définition utilisée, le trait de côte de l'île d'Hawaï varie entre 428 km (County of Hawaii, 2003) et 580 km (Kamasoto et Yoshimura, 1979). Seul un tiers environ du littoral de l'île a été parcouru (cf. annexe I). Nous avons néanmoins pu estimer la diversité morphologique des côtes rocheuses en déployant les sites d'étude sur l'ensemble de l'île. L'analyse des cartes topographiques et l'étude de documents ont également complété cette approche.

⁹ Par plate-forme sommitale nous entendons désigner la surface située au sommet de la falaise et qui parfois fait partie intégrante de l'espace littoral.

1. La spécificité de l'île d'Hawaï par rapport aux autres îles de l'archipel

Près de 90 % des côtes de l'île d'Hawaï sont rocheuses, pour moins de 9 % constituées d'accumulation sédimentaire, seulement 8 % si l'on ne prend pas en compte les dépôts saisonniers (U.S. Army Engineer Division, 1971). Les roches de l'île d'Hawaï sont presque exclusivement volcaniques, contrairement à celles de l'île d'O'ahu, en raison de la subsidence continue de l'île qui n'a pas permis l'émersion des anciens récifs coralliens. Quelques traces de conglomérats témoignent d'anciens dépôts sédimentaires.

	Hawaï	Maui	Lāna'i	Moloka'i	O'ahu	Kaua'i
côte rocheuse	89,9 %	69,4 %	58,1 %	50,1 %	35,4 %	52,4 %
grève de galets	1,6 %	7,1 %	6,9 %	12,9 %	4,1 %	1,1 %
plage sableuse	7,2 %	21,2 %	34,8 %	23,2 %	28,1 %	43,7 %
vase	0,0 %	0,0 %	0,0 %	6,7 %	6,8 %	0,0 %
structures artificielles	1,3 %	2,3 %	0,2 %	7,1 %	26,6 %	2,8 %

Source : U.S. Army Engineer Division (1971)

Figure 74 : Caractéristiques du trait de côte sur les principales îles de l'archipel d'Hawaï

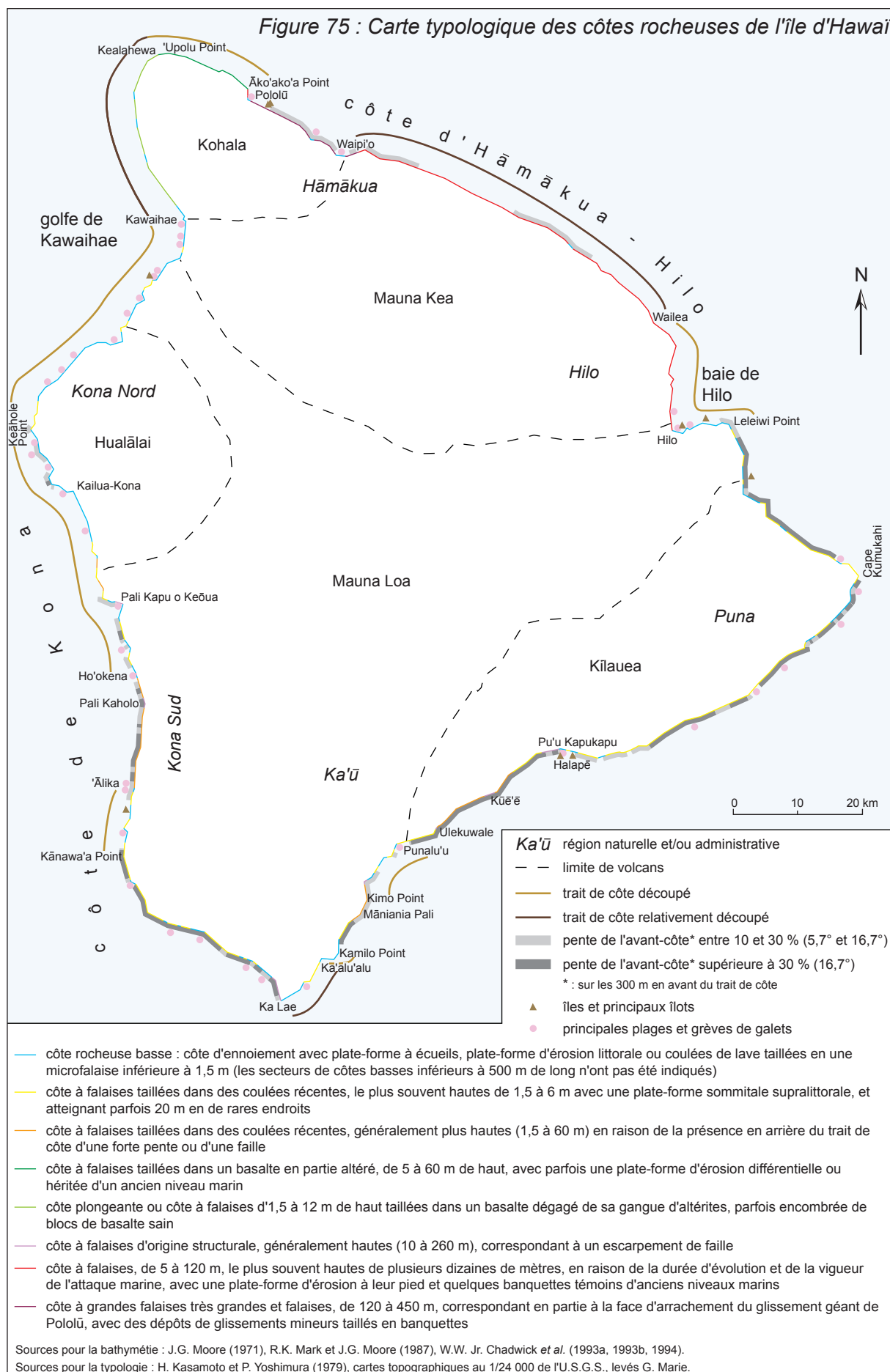
De manière générale, plus l'île est ancienne plus la proportion de côte rocheuse diminue (cf. figure 74), le pourcentage tombant à seulement 35,4 pour l'île d'O'ahu dont les littoraux sont, il est vrai, fortement urbanisés. A l'inverse, l'île principale la plus ancienne, Kaua'i, possède une plage de sable sur près de la moitié de son trait de côte. Cette opposition s'explique par la quasi-inexistence de récifs coralliens barrières ou frangeants sur les îles les plus récentes. Ces récifs protègent des houles du large et les débris coralliens fournissent l'essentiel des accumulations sédimentaires. De surcroît, l'érosion subaérienne, qui alimente également les plages en sédiments, a été, bien évidemment, plus longue sur les îles anciennes. Sur les îles plus récentes, les plages sont, par contre, constituées en partie de débris hyaloclastiques.

2. Le tracé d'ensemble du littoral

La géométrie du trait de côte est conditionnée par l'agencement des différents volcans. Le tracé des grandes échancrures épouse, en effet, les limites des différents édifices (figure 75).

Ainsi, le volcan Kohala compose une vaste péninsule au nord de l'île d'Hawaï. L'espace situé entre ce volcan, le Mauna Kea et le Hualālai forme le large golfe de Kawaihae, qui a été atteint par des coulées du Mauna Loa. Des coulées du même volcan ont également envahi la large baie de Hilo, qui séparait le Mauna Kea du Kīlauea, construisant

Figure 75 : Carte typologique des côtes rocheuses de l'île d'Hawaï



une péninsule il y a environ 1 500 ans (Wolfe et Morris, 1996). L'autre limite entre le Mauna Loa et le Kīlauea sur la côte de Ka'ū, ainsi que celle entre le Mauna Loa et le Hualālai, au centre de la côte de Kona, se marquent peu dans le tracé du littoral.

A une autre échelle, les coulées de lave les plus récentes forment des caps sur le littoral, témoins d'anciens deltas de lave, qui sont aujourd'hui souvent difficilement repérables sur le littoral en raison de la couverture végétale. Dans le détail, le cap est souvent arrondi lorsqu'il s'agit de coulées pāhoehoe et plus irréguliers, avec des promontoires plus effilés, lorsque les coulées sont de morphologie 'a'ā (*cf. infra*).

Ces avancées limitent de petites anses, parfois occupées par des plages de poche ou de petites grèves de galets. Les îles ou îlots sont rares et se trouvent essentiellement sur les portions de côte les plus anciennes ou les côtes basses en cours d'ennoiement (*cf. figure 75*). Sur les côtes plus récentes, des pinacles rocheux témoins du recul des falaises subsistent, par endroits, de façon temporaire, constituant des écueils sur lesquels déferlent les vagues.

3. Les côtes d'accumulation

En raison de la jeunesse de l'île d'Hawaï, les accumulations sédimentaires sont rares sur le littoral. Elles se localisent la plupart du temps dans des plages de poche, limitées par deux caps rocheux correspondant à deux coulées de lave relativement récentes. Elles peuvent également se présenter sous la forme de placages sur des côtes basses, laissant parfois à nu la coulée sous-jacente une partie de l'année. Plus de 80 % des plages sableuses et grèves à galets se trouvent sur la façade occidentale de l'île plus abritée (*figure 76*).

	façade ouest		façade est		île d'Hawaï	
	km	%	km	%	km	%
côte basse sableuse	19,2	8,1	6,8	2,0	25,9	4,5
côte basse à galets ou débris coralliens	11,9	5,0	0,8	0,2	12,7	2,2
côte basse à blocs ou falaise inférieure à 1,5 m	88,8	37,6	87,5	25,5	176,4	30,4
falaise de 1,5 à 6,1 m d'escarpement	83,8	35,4	80,1	23,3	164,0	28,3
falaise de plus de 6,1 m d'escarpement	32,8	13,9	168,3	49,0	201,2	34,7
total	236,6	100,0	343,6	100,0	580,2	100,0

Source : H. Kamasoto et P. Yoshimura (1979)

Figure 76 : Caractéristiques du trait de côte de l'île d'Hawaï

a) Les grèves de galets

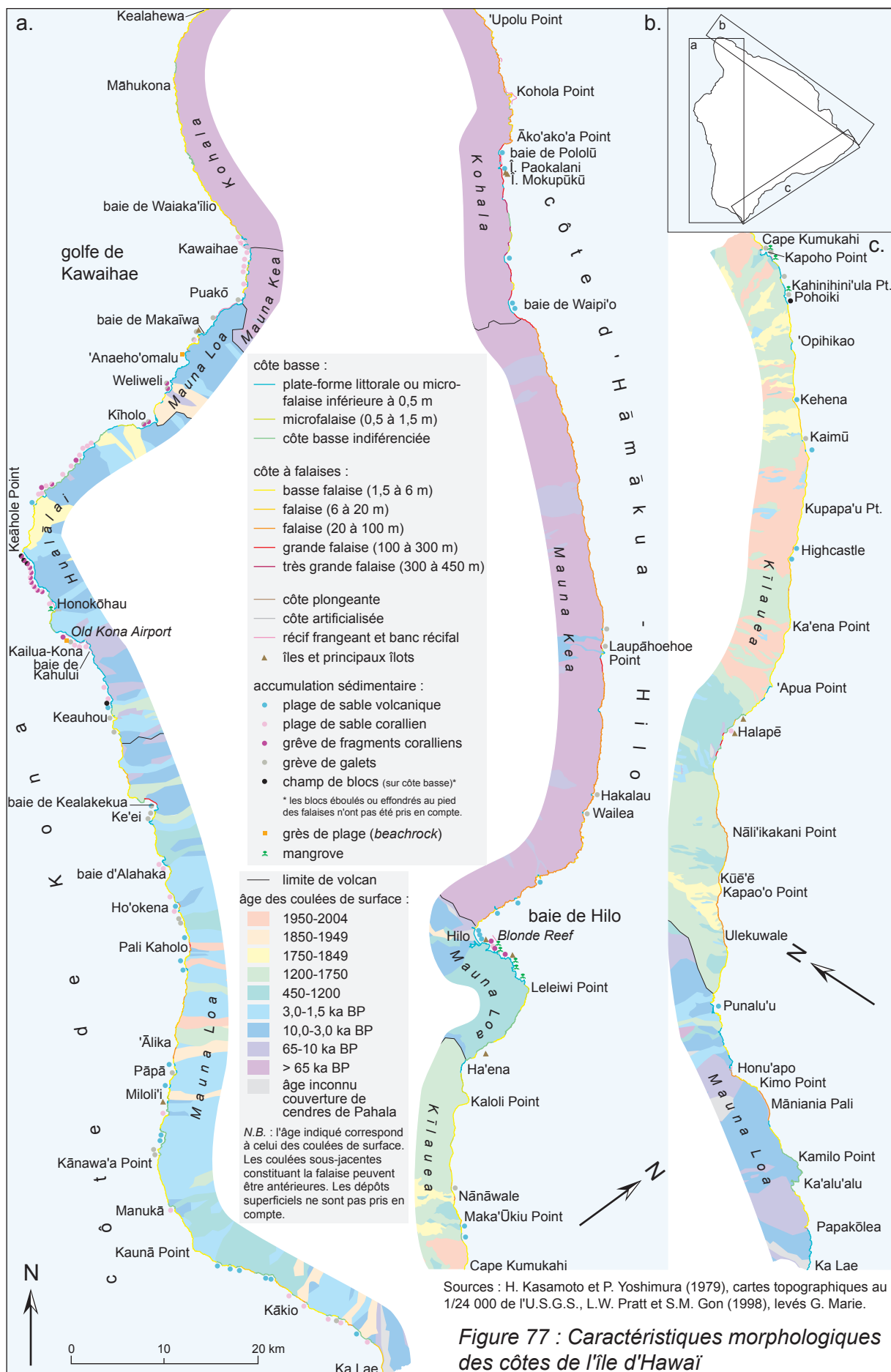
Elles ne représentent que 1,6 % du littoral de l'île d'Hawaï (U.S. Army Engineer Division, 1971). Il s'agit, la plupart du temps, d'accumulations très localisées de blocs plus ou moins roulés et de taille variable. Elles peuvent atteindre des hauteurs de 1,5 à 5 m dans les rentrants de la côte au vent (Stearns et Macdonald, 1946), et jusqu'à 15 m dans la vallée de Waipi'o (U.S. Army Engineer Division, 1971). Ces grèves de galets sont néanmoins présentes sur l'ensemble de l'île (cf. figure 77). Parfois, les cordons limitent une lagune, comme à Kīholo, au nord de Kona, ou un secteur lagunaire temporaire après une tempête, comme nous l'avons remarqué en 2000, par exemple, à Kahinihini'ula Point sur la côte méridionale de Puna. Sur la côte de Kona, dans le golfe de Kawaihae et dans la baie de Hilo, des sédiments coralliens grossiers, de plusieurs centimètres de long à plus d'un décimètre, nappent parfois les côtes rocheuses. Ces branches de corail proviennent de la destruction des récifs frangeants anciens ou actuels.

b) Les récifs coralliens

En raison du volcanisme actif de l'île et de sa subsidence volcano-isostasique, les récifs frangeants ne peuvent se développer que dans de rares endroits, abrités des houles et éloignés des eaux turbides estuariennes des fleuves côtiers. Le seul banc récifal remarquable de l'île d'Hawaï se situe dans le golfe de Kawaihae. Il s'étend sur plus d'1,5 km à l'ouest de la ville de Kawaihae, à environ 1 200 m en arrière du trait de côte. Il a été en partie dérocté pour la construction du port (U.S. Army Engineer Division, 1971). Le banc récifal de *Blonde Reef*, en baie de Hilo, est plus petit et sert d'assise au brise-lames construit après le tsunami de 1946. Les récifs frangeants, adossés à la côte, sont plus fréquents (cf. figure 77). Celui de Puakō s'étend sur 2,5 km en avant du platier rocheux. Quelques récifs frangeants plus étroits se sont développés dans certaines anses de la côte de Kona (baie de Honokōhau, côte du *Old Kona Airport*, baie de Kailua, de Kahului), dans les baies d'Honu'apo (Ka'ū) et de Kapoho (Puna) et de part et d'autre de Kauhola Point, au nord de Kohala (unique récif dans un secteur bien exposé aux houles). Quelques placages coralliens plus ponctuels sont également présents sur les côtes de Kohala et de Kona, ainsi que dans le golfe de Kawaihae. De larges terrasses recouvertes de constructions coralliennes, immergées par la remontée du niveau marin, se trouvent, de plus, au large de la côte de Kona et dans le golfe de Kawaihae.

c) Les plages de sable

Contrairement aux autres îles de l'archipel, les plages de sable blanc d'origine corallienne ne constituent qu'à peine plus de la moitié des plages de l'île, pratiquement toutes sur la façade sous le vent. Certaines plages ont même été rechargées artificiellement



par du sable provenant de Kaua'i pour favoriser le développement touristique, comme en baie de Maka'iwa. D'autres sont saisonnières comme la *Disappearing* ou *Magic Sand Beach* au sud de la baie de Kailua, disparaissant l'hiver, et exposant les coulées de lave à l'attaque des vagues (U.S. Army Engineer Division, 1971). Une grande partie des accumulations sédimentaires de l'île d'Hawaï est donc constituée de sable noir, issu des débris hyaloclastiques plus ou moins remaniés. Ces plages se trouvent dans les parties sud et sud-ouest de l'île, à proximité des coulées de lave historiques ayant atteint le rivage. On peut notamment citer la plage de Punalu'u, ou celle de Kalapana qui se trouvait dans la baie de Kaimū et qui a été recouverte par les coulées du Kūpaianaha en 1990. La plage s'est reconstituée en avant du delta de lave mais ne constitue plus, comme auparavant, un site touristique prisé par les habitants de l'île et les touristes. Sur la côte au vent et au centre de la côte de Kona, les plages sont souvent mixtes, composées à la fois de débris hyaloclastiques, de sédiments issus de l'érosion subaérienne des coulées de lave et de débris coralliens. On parle de plages de sable gris. L'érosion des cônes littoraux engendre également des plages attenantes, comme la plage de sable vert de Papakōlea déjà évoquée précédemment. Il y a, par ailleurs, parfois cimentation calcaire des sédiments sur certaines plages de la côte sous le vent. La majorité des grès de plage (*beachrock*) se forme actuellement et au niveau de la mer (Moberly *et al.*, 1963).

Enfin, en avant des rares estuaires de l'île, sur les côtes au vent du Mauna Kea et du Kohala, de petits deltas se mettent en place par l'accumulation des éléments emportés par l'altération et le ruissellement (Moberly *et al.*, 1963).

4. Les côtes rocheuses

La typologie des littoraux rocheux de l'île d'Hawaï a été établie en fonction de critères morphologiques, comme la taille de l'escarpement ou la présence de gradins, et génétiques. Elle nous a permis de différencier huit types de côte (*cf.* figures 75). Nous les analyserons successivement dans les paragraphes suivants.

a) Les côtes rocheuses basses

Environ 30 % du littoral de l'île d'Hawaï est une côte rocheuse basse (*cf.* figure 76). Il peut s'agir d'une plate-forme à écueils lorsqu'une coulée de lave a été plus ou moins érodée par l'action marine (côte de dénudation), d'une simple côte d'ingression (photo 44), c'est-à-dire d'ennoiement, d'une plate-forme d'érosion marine, forme relativement rare sur l'île d'Hawaï, ou d'une côte à micro-falaise, correspondant au front d'une coulée récente taillé par l'action des vagues.

La mangrove, introduite par l'homme au début du XX^e siècle dans l'archipel, s'est développée sur certaines côtes basses de l'île (Pratt et Gon, 1998), sur un platier caillouteux ou directement sur le substrat rocheux, comme à l'est de la baie de Hilo, à l'est de Puna (anse de Kapoho, Kahinihini'ula Point) ou dans la baie de Honokōhau (Kona nord).

b) Les côtes à falaises des plaines côtières

Lorsque plusieurs coulées se sont superposées sur la plaine côtière des volcans Hualālai, Mauna Loa ou Kīlauea, les abrupts côtiers sont plus élevés, avec une hauteur comprise le plus souvent entre 3 et 12 m, n'atteignant 20 m qu'en de rares endroits (Kālio, Ka'ena Point, Highcastle, Nānāwale). La pente en arrière du trait de côte restant faible, les falaises sont donc relativement basses. Ainsi, si les deux tiers environ du littoral de l'île d'Hawaï sont des côtes à falaises, la moitié d'entre elles seulement ont un escarpement supérieur à 6 m (Kamasoto et Yoshimura, 1979).

Il ne s'agit d'ailleurs pas toujours d'une falaise au sens premier du terme, puisque l'escarpement n'est pas toujours rectiligne (côte plongeante) ou n'est pas d'origine marine (front de coulées 'a'ā par exemple). Certains auteurs utilisent le terme de « côte rocheuse élevée » pour décrire cette forme (Albinet, 2000).

c) Les côtes à falaises des secteurs pentus

Lorsqu'il n'existe pas de plaine côtière et que la pente du volcan est importante, les falaises sont généralement plus élevées. Le recul du trait de côte engendre rapidement des escarpements de plusieurs dizaines de mètres. La forte pente en arrière des rivages de Ka'ū et du sud de Kona est à mettre en relation avec les grands glissements sectoriels qui ont pu avoir lieu dans le passé. Ces mouvements de masse considérables seront traités dans le troisième chapitre de cette partie, lorsque nous aborderons les crises morphogéniques que subissent les littoraux volcaniques. La hauteur des abrupts côtiers est particulièrement remarquable au sud de la côte de Ka'ū, où l'escarpement peut atteindre 60 m à Māniania Pali. Il est vrai que, dans ce secteur, les coulées sont également suffisamment anciennes pour avoir été taillées plus fortement par la mer (Stearns et Macdonald, 1946), puisqu'affleure sur les falaises le basalte de Kahuku, roche la plus ancienne du Mauna Loa, d'un âge supérieur à 31 ka (Wolfe et Morris, 1996). Les fortes pentes s'expliquent également par la présence de failles en arrière du trait de côte, entre Ulekuwale et Kūē'ē (Ka'ū) et entre Ho'okena et 'Ālika (Kona Sud), contrairement à ce qu'affirmaient R. Moberly *et al.* (1963) qui ignoraient l'étendue de ces failles.

d) Les côtes à falaises d'origine structurale

Une partie des falaises précédemment citées correspond entièrement à un escarpement de faille, même si celui-ci a été rafraîchi par le travail de la mer. La plupart de ces falaises se situent sur le volcan Mauna Loa. C'est le cas de Pali Kaholo (Kona Sud), falaise structurale atteignant 150 m, et des portions de falaise de 30 m de haut se trouvant à Ulekuwale et à Kūē'ē (Ka'ū), l'origine structurale de cette dernière n'étant que présumée. Le fond des baies d'Honu'apo et de Kealakekua (Pali Kapu o Keōua), qui culminent respectivement à 80 et 200 m, épouse également le tracé d'une faille, tout comme les falaises à l'ouest de la péninsule de Ka Lae, qui atteignent 116 m et correspondent à la faille de Kahuku. Il existe également à l'ouest d'Halapē, sur le Kīlauea, plusieurs portions de falaise dont la hauteur dépasse la centaine de mètres pour atteindre 260 m (photo 44). Bien que les roches affleurantes soient les plus anciennes du volcan – plus de 23 ka selon E.W. Wolfe et J. Morris (1996) –, l'escarpement s'explique par la présence de la faille de Pu'u Kapukapu. Des rejeux tectoniques ont pu avoir lieu le long de ces escarpements, entraînant des variations dans la hauteur des abrupts côtiers.

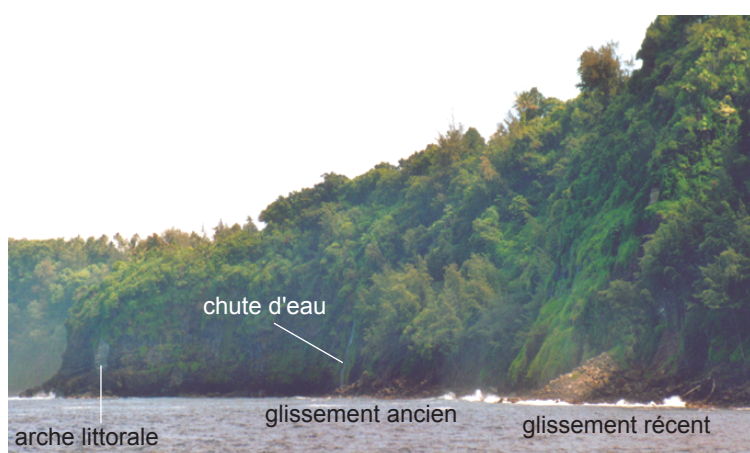
e) Les côtes à falaises de hauteur modérée

Certaines falaises, relativement hautes, ne correspondent pas à des escarpements de faille mais s'expliquent par une longue évolution depuis le Pléistocène. Par hauteur modérée nous entendons un escarpement de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres et inférieur à 120 m. Le seuil de 100 m, habituellement utilisé pour la limite inférieure des grandes falaises (Guilcher, 1984), a été volontairement rehaussé pour conserver deux petites portions de côte de part et d'autre de Laupāhoehoe Point (côte d'Hāmākua-Hilo) dont l'escarpement est compris entre 100 et 120 m. Ces falaises, que l'on pourrait qualifier de « moyennes », se retrouvent presque toutes sur la côte au vent du volcan Mauna Kea. Elles ont, la plupart du temps une hauteur de 30 à 60 m (U.S. Army Engineer Division, 1971).

Lorsqu'elles sont supérieures à une vingtaine de mètres, elles forment généralement de fausses falaises, la partie supérieure évoluant comme un versant continental (figures 78 et 79). Il ne s'agit néanmoins pas de « versant-falaises » comme celles décrites par H. Nonn (1966) en Galice, car bien que légèrement convexe, le profil est particulièrement abrupt, la pente moyenne variant entre 55 et 65° (figure 78). Seule la base de l'abrupt côtier, sur une dizaine de mètres, parfois plus, est néanmoins vive et subit les assauts des vagues. La partie supérieure est couverte d'une forêt luxuriante ou de plantations de canne à sucre qui peuvent s'étendre jusqu'à la base de la falaise si l'angle n'est pas trop abrupt ou au niveau de replats (photo 45). En raison de la longue évolution et du climat particulièrement humide sur la face au vent, la roche du volcan Mauna Kea, tout comme celle du Kohala, a été profondément altérée. Cette coiffe de basalte altéré surmonté d'un sol, qui peut atteindre 6 m



Photo 44 : Escarpement de faille de Pu'u Kapukapu à proximité d'Halapē (Ka'ū)



Notez le profil de la falaise et sa colonisation par la végétation luxuriante. Nous sommes ici sur la portion du littoral de l'île d'Hawaï la plus arrosée (près de 4 m par an).

Photo 45 : Falaise haute de 100 m évoluant par glissements au sud de Laupāhoehoe Point (côte d'Hāmākua-Hilo)

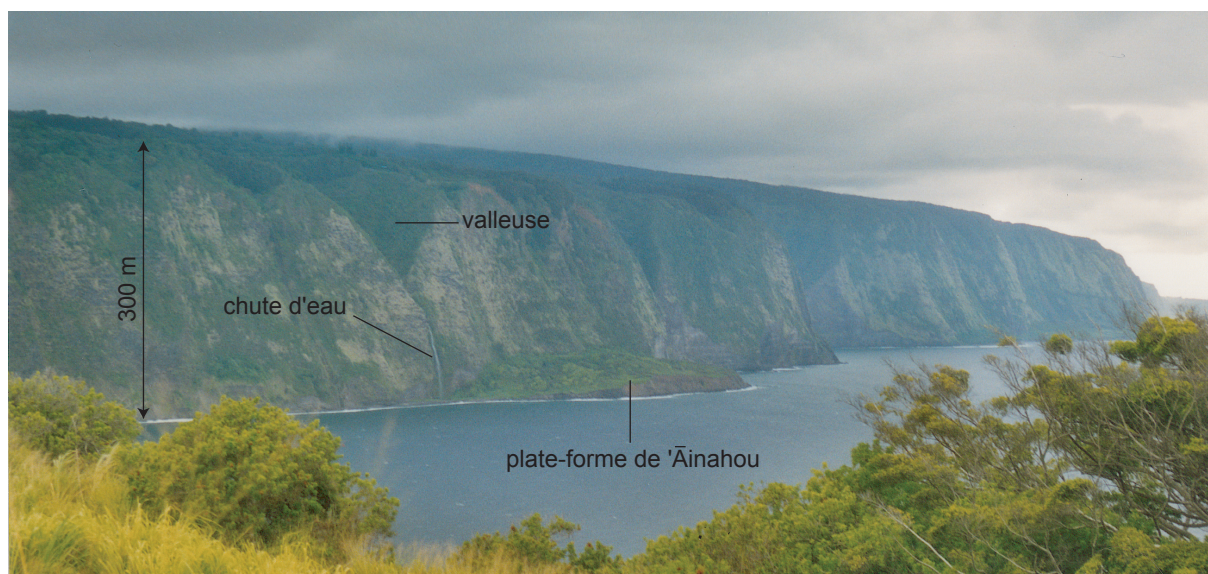


Photo 46 : Très grande falaise à l'ouest de Waipi'o (Hāmākua)

sur le Kohala selon H.T. Stearns (1966), facilite les mouvements gravitaires de la partie sommitale de la falaise.

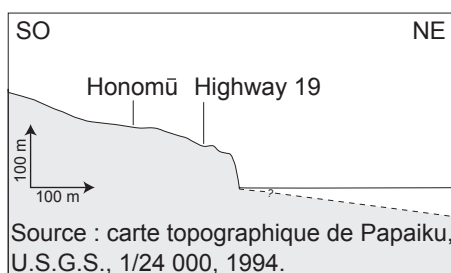


Figure 78 : Profil topographique de la falaise d'Hāmākua-Hilo à Honomū

Une plate-forme d'érosion, souvent infralittorale en raison de la subsidence de l'île, s'étend au pied de l'abrupt côtier. L'accès aux falaises d'Hāmākua-Hilo étant limité, nous n'avons pu observer cette plate-forme qu'en de rares endroits (Waipi'o, Laupāhoehoe Point, Hakalau, Wailea). La plate-forme est nappée, par endroits, de dépôts de glissements de terrain, taillés en banquettes.

f) Les côtes à grandes falaises et mégafalaises

Une portion de côte de 25 km, se trouvant essentiellement sur le volcan Kohala, possède des grandes et très grandes falaises. La limite entre ces deux types de falaise correspond à la hauteur de 250 m selon A. Guilcher (1966 ; 1984). Le passage aux mégafalaises s'effectue à partir de 300 m de dénivelé pour certains (Bird, 2000) et de 500 m pour d'autres (Guilcher, 1966 ; Paskoff, 1998). Les 6 km de côte possédant un escarpement compris entre 300 et 450 m pourrait donc éventuellement être considérés comme faisant partie de cette catégorie. Sur les autres îles de l'archipel d'Hawaï, des mégafalaises plus élevées se sont développées. Ainsi, les falaises de Nā Pali, au nord-ouest de Kaua'i, et celles sur la côte au vent de Moloka'i sont parmi les plus hautes au monde, avec une hauteur atteignant respectivement entre 915 et 1 000 m. Les littoraux volcaniques sont d'ailleurs très favorables à la formation de très grandes falaises et mégafalaises, comme l'attestent les côtes de certaines îles macaronésiennes ou de l'océan Austral (île du Prince-Edouard notamment), de Tristan da Cunha, du nord Chili ou des îles Féroé (Guilcher, 1966 ; Paskoff, 1978b ; Guilcher, 1984 ; Battistini, 1985 ; Menard, 1986 ; Pomel, 1986).

Leurs caractéristiques sont assez proches des falaises « moyennes » décrites précédemment. La partie supérieure est moins souvent convexe à Hawaï (cas inverse pour les falaises de Nā Pali) et l'escarpement très abrupt (figure 79). Malgré cette raideur des pentes, la végétation parvient à s'accrocher sur la falaise qui peut être vive sur plus de 50 m.

Les grottes marines et les pinacles rocheux sont, par ailleurs, communs sur la côte d'Hāmākua (Peterson et Moore, 1987).

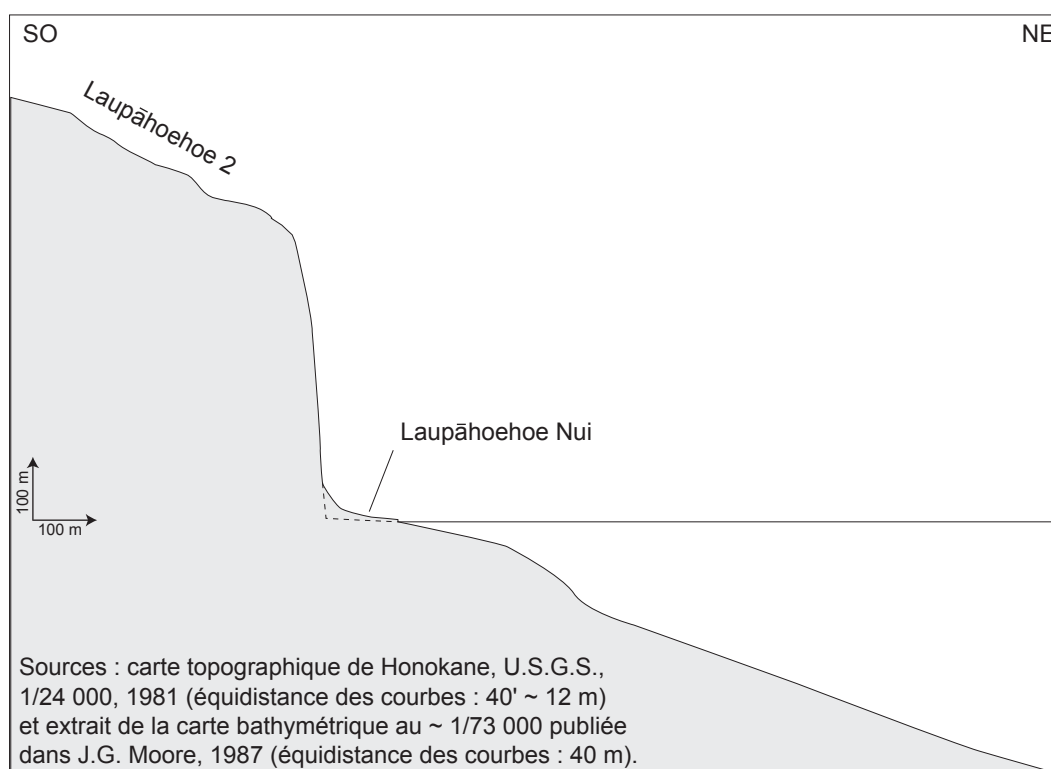


Figure 79 : Profil topographique de la très grande falaise de Kohala à Laupāhoehoe Nui

Les vallées entaillées sur les pentes du volcan n'ont pas toujours pu atteindre le niveau de base et forment des vauzeuses se terminant par de spectaculaires chutes d'eau. Les vallées profondes, telles celles de Waipi'o ou Pololū, limitent des facettes triangulaires sur les falaises, caractéristiques de ce type de côte (photo 46). Elles ont été remblayées par alluvionnement durant la transgression flandrienne, sur 520 m à l'embouchure de la vallée de Waipi'o (Stearns et Macdonald, 1946), allant même parfois jusqu'à remplir les canyons sous-marins de sédiments, comme face à cette même vallée.

Pendant longtemps, les géologues et géomorphologue ont débattu sur l'origine des mégafalaises et très grandes falaises de l'archipel (Stearns et Macdonald, 1946). Certains y voyaient des escarpements de faille (Dana, 1890 *in* Moore *et al.*, 1989 ; Wentworth, 1927), d'autres les expliquaient principalement par l'érosion marine intense des houles du Pacifique (Stearns, 1946 ; Macdonald et Abbot, 1970 ; Mathewson, 1971). La réponse est venue de la cartographie des fonds sous-marins qui a permis de détecter des dépôts de gigantesques mouvements de terrain (Normark *et al.*, 1993 ; Moore *et al.*, 1994a, 1994b). La hauteur de l'abrupt côtier s'explique, en effet, par ces mouvements de masse, même si l'escarpement a été depuis plus ou moins retouché par l'érosion marine et des mouvements de terrains

mineurs. Entre les vallées de Waipi'o et Pololū, il y a eu, par exemple, un mouvement de masse cataclysmique à la fin du stade de construction du bouclier du Kohala. Nous reviendrons plus en détail sur les déstabilisations massives des flancs des édifices volcaniques récents et leurs conséquences morphologiques dans le troisième chapitre (Section B.1.).

g) Les côtes à falaises taillées dans un matériel altéré

Seul l'extrême nord et l'ouest du volcan Kohala ne présentent pas de grandes falaises. La roche a été fortement altérée et forme une falaise meuble ou composite, entre Kealahewa et Āko'ako'a Point. Des blocs sphériques de roche en place, de diamètre décimétrique à pluridécimétrique, subsistent au sein des altérites et sont visibles sur les falaises.

Dans la mesure où les formations superficielles reposent sur un substratum rocheux plus résistant, la côte est contraposée, mais son irrégularisation ne s'explique probablement pas par l'érosion différentielle des secteurs où la couche d'altérites est plus épaisse, comme pour la plupart des côtes contraposées. Le contraste de résistance est néanmoins responsable de l'individualisation de plates-formes d'érosion différentielle sur cette portion de côte (photo 47).

h) Les côtes à falaises taillées dans un matériel anciennement altéré

En raison de la plus faible exposition aux houles, la côte est basse, plongeante ou à basses falaises, inférieures à 6 m, à l'ouest de Kealahewa, ce qui a favorisé l'érosion de la couverture d'altérites par la mer. Son existence dans le passé est confirmée par la présence de blocs de basalte sain issus de son démantèlement sur certaines portions de la côte, notamment au nord de Kawaihae (photo 48). Elle devait, à l'origine, être plus mince que dans les parties nord et est de la péninsule en raison du climat plus sec et de la présence, au niveau du littoral actuel, de coulées alcalines plus résistantes à l'altération (Stearns, 1966). H.T. Stearns et G.A. Macdonald (1946) estiment que son épaisseur devait être à l'origine décimétrique à métrique.

La Grande Île d'Hawaï présente une morphologie littorale variée. Les côtes à falaises dominant, mais ces dernières peuvent être d'une hauteur insignifiante ou impressionnante. On remarque néanmoins une opposition entre la côte occidentale, souvent basse, et la côte orientale de l'île, où près de la moitié du trait de côte est constituée d'une falaise supérieure à 6 m (cf. figure 76). Nous analyserons dans la section suivante les raisons de ce contraste entre les deux façades de l'île et de la diversité dans la morphologie des abrupts côtiers, en détaillant les différents paramètres, endogènes ou exogènes, qui interviennent dans le façonnement des côtes, de manière continue ou non.

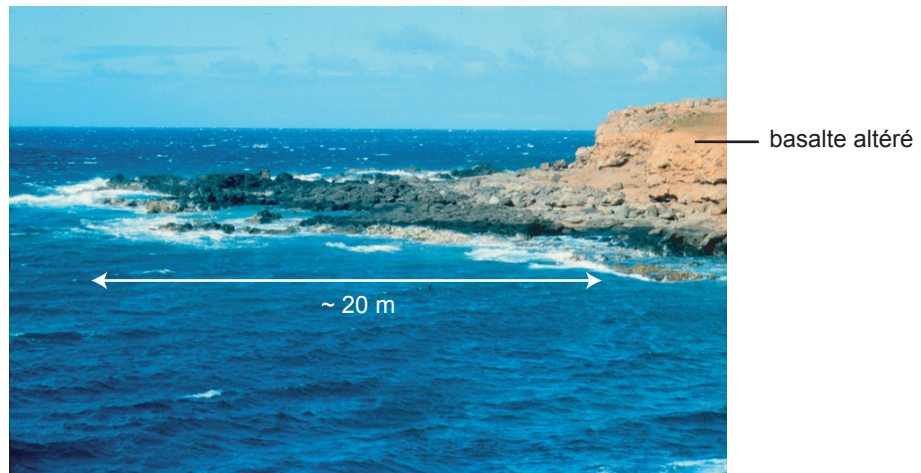


Photo 47 : Falaise taillée dans un basalte altéré et plate-forme dégagée par érosion différentielle à Kealahewa Point (nord Kohala)



Photo 48 : Falaise nappée de blocs issus de l'altération partielle du basalte au nord de Kawaihae

B. Les paramètres influant sur la morphologie des littoraux volcaniques

A partir de la description des côtes de l'île d'Hawaï réalisée dans la section précédente, nous allons nous interroger sur les différents facteurs contribuant à différencier les littoraux volcaniques. Les conséquences sur le tracé d'ensemble de la côte et la morphologie des abrupts côtiers et des platiers rocheux seront particulièrement étudiées.

1. La durée d'évolution

L'âge des coulées de lave sur le littoral est un paramètre essentiel pour comprendre la morphologie de la falaise et les processus d'érosion qui s'y opèrent, comme cela avait déjà été remarqué sur d'autres archipels volcaniques (Guilcher, 1984). C'est la raison pour laquelle l'évolution temporelle des formes et de la dynamique constitue l'ossature de notre étude.

Il faut cependant se garder de conclure trop hâtivement, étant donné qu'il peut exister une différence entre l'âge de la coulée en surface et la durée d'évolution de la falaise sous-jacente. En effet, les coulées les plus récentes peuvent uniquement napper l'abrupt côtier ou, éventuellement, le recouvrir, le travail de l'érosion exhumant ensuite la falaise fossilisée. Cette configuration est particulièrement présente sur les côtes d'Hāmākua et de Kona (Stearns et Macdonald, 1946). Seule une étude morphologique sur le terrain permet de distinguer les différentes unités laviques, même si l'interprétation n'est pas toujours aisée.

a) La hauteur des falaises

Une longue exposition aux houles de l'océan Pacifique favorise, bien sûr, un recul important des falaises et un escarpement élevé, en raison de la pente continentale. Sur le long terme, des glissements de terrain géants concourent également à la morphogenèse des falaises, durant le stade de construction du bouclier (stade 2c). On observe ainsi sur la côte au vent de l'île d'Hawaï un gradient grossièrement méridien dans la hauteur des falaises selon l'âge du volcan (*cf.* figure 77b). Les très grandes falaises de la côte est du Kohala sont hautes d'en moyenne 300 à 400 m, tandis que les plus hautes falaises du Mauna Kea possèdent un escarpement de l'ordre de plusieurs dizaines à 120 m. Plus au sud, les côtes à falaises des volcans Mauna Loa et Kīlauea, plus récents, sont plus basses avec une hauteur généralement inférieure à 20 m. Sur la côte occidentale de l'île, les corrélations sont, en revanche, peu lisibles ou inversées (côtes basses du Mauna Kea). L'exposition aux houles moindre n'a, en effet, pas permis la réalisation de contrastes morphologiques importants.

Les conditions d'agitation marine locales et les grands glissements y expliquent davantage les différences dans la hauteur des falaises.

A une autre échelle, les roches affleurant sur les grandes falaises d'origine structurale sont aussi généralement plus anciennes que sur les falaises adjacentes plus basses (Halapē, Ka Lae, et en partie en baie d'Honu'apo et de Kealakekua). Des coulées plus récentes que les terrains limitrophes peuvent néanmoins engendrer des escarpements plus élevés par simple superposition (sans genèse d'un delta de lave), lorsque les coulées sont particulièrement épaisses ou quand la pente continentale est faible. On le remarque souvent pour des coulées très récentes de Puna (coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, coulées de 1960 du Cape Kumukahi, coulées de Heiheiahulu de 1750 entre Kaimū et Kehena), mais également pour des coulées plus anciennes (nord de Keāhole Point, entre les baies de Pāpā et 'Ālika, Kāio, anse de Punalu'u).

La relation entre la hauteur des falaises et l'âge de la roche est donc beaucoup plus nette sur le long terme que sur le court terme. Encore faut-il que le recul des falaises soit suffisamment rapide pour devancer l'ennoiment naturel des côtes par subsidence. Ainsi, sur la côte protégée du golfe de Kawaihae, on observe très peu de différences dans les paysages littoraux selon l'âge de la roche, les contrastes s'expliquant plutôt par la morphologie des coulées.

b) La forme générale de l'île

Le tracé d'ensemble du littoral nous donne une indication sur l'importance de la durée d'évolution dans l'explication de la morphologie côtière. Comme le soulignent R. Moberly et ses co-auteurs (1963), les côtes des îles récentes de l'archipel d'Hawaï, comme celles de la Grande Île d'Hawaï ou de Maui, sont polylobées, les péninsules coïncidant avec les limites des volcans et, à une autre échelle, les différents lobes correspondant à autant de deltas de lave. Le littoral des îles anciennes est, par contre, plus irrégulier en raison de l'érosion subaérienne et de leur ennoiment. Ainsi, la côte la plus accidentée de l'archipel est sans doute la côte sud-est d'O'ahu, où coulées de lave et cônes de tufs récents d'un volcanisme de régénérescence se sont surimposés au littoral évolué (Moberly *et al.*, 1963).

Dans le détail, l'agencement du trait de côte ne reflète pas toujours, la durée d'évolution puisque, outre la structure géologique de l'île, d'autres éléments interviennent (exposition aux houles, bathymétrie de l'avant côte, glissements de terrain géants). Le temps va néanmoins marquer de son empreinte la morphologie en long du littoral par le recul du rivage et son ennoiment progressif.

c) La régularisation longitudinale progressive sur les volcans les plus récents

Sur les volcans Mauna Loa et Hualālai, le tracé des deltas de lave n'a souvent pas eu le temps d'être simplifié. Généralement, les coulées datant de quelques centaines d'années sont en saillie par rapport à celles émises il y a plusieurs milliers d'années (*cf.* figure 77), cette durée étant donc nécessaire à la régularisation partielle du trait de côte. Parfois, les caps coïncident pourtant à des coulées plus anciennes que les terrains adjacents, comme à Ke'e'i (sud de la baie de Kealahou), de part et d'autre de la baie de Manukā (limite entre les provinces de Kona et Ka'ū) ou à Kaunā Point plus au sud. Les deltas construits à cette époque ont alors été beaucoup plus étendus que les deltas édifiés postérieurement.

A une échelle plus fine, il n'est pas rare que des coulées de plus de 3 000 ans aient une côte découpée, comme entre Weliweli et Puakō dans la baie de Kawaihae, au niveau de la péninsule de Ka'alu'alu (sud Ka'ū) ou au nord de la baie d'Honou'apo. Il s'agit alors de côtes basses partiellement ennoyées. Ces côtes d'ingression sont caractérisées par leur trait de côte très sinueux et des écueils structuraux, comme le long du littoral type, plus récent, à l'est de Hilo.

Malgré leur relative jeunesse, les côtes du volcan Kīlauea ont un tracé d'ensemble relativement rectiligne. Ainsi, certaines coulées récentes ne se marquent pas ou peu dans le tracé d'ensemble du littoral, comme celles de 1790 ou de 1955, au sud de Puna. Seuls quelques caps saillants se distinguent dans des coulées de plusieurs centaines d'années (Kaloli Point, Maka'Ūkiu Point, Kapoho Point ou 'Āpua Point), du XIX^e siècle (Nānāwale, Kapāo'o Point) ou du XX^e siècle (deltas de Kapoho et du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha). La baie de Kapoho est l'unique rentrant prononcé, en raison de l'affaissement continu du secteur (*cf.* Chapitre III. Section A.1.d.). Cette régularisation partielle du trait de côte du Kīlauea malgré la faible durée d'évolution s'explique par l'efficacité de l'attaque des vagues, en raison d'une bonne exposition aux houles et de la bathymétrie de l'avant-côte.

d) L'évolution longitudinale des volcans anciens : de la régularisation à l'irrégularisation

Les secteurs possédant une avant-côte pentue, comme les rivages du Kīlauea, sont, de manière générale, les portions de côte les mieux régularisées (*cf. infra*). D'autres secteurs de côte sont relativement linéaires, en raison de leur durée d'évolution. Les côtes des deux volcans les plus anciens, le Kohala et le Mauna Kea, sont ainsi globalement relativement rectilignes. Seules les embouchures des fleuves forment des échancrures ou des pointes lorsque des coulées plus récentes ont emprunté la vallée et atteint l'océan (Laupāhoehoe Point).

A une échelle plus fine, la face ouest du Kohala, les falaises d'Hāmākua-Hilo de Pololū à Wailea et le secteur au sud de Ka'ū, entre la baie de Ka'alu'alu et Ka Lae possèdent très peu d'indentations en raison de l'âge des falaises. Dans les deux derniers cas, la bonne exposition aux houles participe également à la régularisation longitudinale.

La portion de côte ancienne située entre la baie de Hilo et Wailea fait figure d'exception. L'orientation des falaises est plus méridienne. Les trains de houle battent la côte avec un angle et ne sont donc plus parallèles au trait de côte, malgré leur diffraction et leur réfraction dans la baie de Hilo. Ceci limite l'efficacité des vagues et le recul des falaises. Les falaises, le plus souvent inférieures à 30 m, sont ainsi moins élevées au sud de Wailea qu'au nord de cette même vallée. L'énergie libérée par les vagues n'est pas suffisante pour éroder les secteurs les plus résistants, provoquant l'irrégularisation de la côte. Le découpage de la côte est peut-être aussi à mettre en relation avec une érosion différentielle de secteurs plus sensibles aux processus de recul.

L'extrémité septentrionale de l'île, au nord d'Āko'ako'a Point, possède également un tracé très sinueux, malgré son ancienneté. Dans ce cas, l'irrégularisation longitudinale du rivage s'explique directement par la durée d'évolution. L'ancienneté du Kohala est telle que de nombreux cours d'eau ont entaillé les flancs du volcan lors d'un niveau marin plus bas (Moberly *et al.*, 1963), de manière plus prononcée que sur le Mauna Loa. La transgression post-glaciaire a provoqué l'ennoïement de ces vallées, sans qu'il y ait toujours un alluvionnement suffisant pour éviter cette irrégularisation de la côte. Il est possible que, localement, la présence d'une couverture d'altérites épaisse rende l'érosion différentielle plus efficace, facilitant ce découpage du trait de côte. Le tracé rectiligne du littoral du Kohala entre les deux vallées de Pololū et Waipi'o s'explique lui par un glissement de terrain géant relativement récent. Le stade de l'irrégularisation du trait de côte n'a pas été atteint sur la côte sous le vent plus sèche en raison de l'encaissement des vallées bien moindre.

En définitive, sur le moyen et le long terme, deux phases peuvent donc être distinguées dans le recul longitudinal des côtes volcaniques. Dans un premier temps, durant les premières centaines de milliers d'années, il y a une tendance à la régularisation des rivages, se traduisant par une simplification du trait de côte dans le détail et un lissage des indentations majeures. Certaines côtes tendent néanmoins vers l'irrégularisation par l'ennoïement de secteurs bas ou par des conditions d'exposition moindre. Dans un second temps, on observe une irrégularisation du trait de côte en raison de l'érosion hydrique des versants et de la montée du niveau marin. Le passage d'un stade à l'autre semble se réaliser au bout d'environ 600 à 700 ka sur l'île d'Hawaï, c'est-à-dire au moment du passage au stade d'érosion ou *hiatus* (stade 4), les laves de la série d'Hāmākua (volcan Mauna Kea) ayant été émises depuis environ 380 ka (Porter, 1979 *in* Langenheim et Clague, 1987) et celles de la série de Pololū, dans lesquelles sont taillées les falaises au nord d'Āko'ako'a Point, il y a plus de 780 ka (Wolfe et Morris, 1996).

2. La topographie

La topographie subaérienne et sous-marine d'un volcan dépend en grande partie de son stade d'évolution. La déstabilisation des flancs lors de gigantesques glissements et la dissection des reliefs par l'érosion fluviale ne se produisent qu'au bout de plusieurs centaines de milliers d'années. Le recouvrement du volcan par une chape de coulées plus alcalines et par des cônes de scories et de cendres est encore plus tardif. L'influence de la topographie sur la morphologie littorale des îles volcaniques recoupe donc en partie celle de la durée d'évolution.

a) La topographie en arrière du trait de côte

La pente des volcans dépend de la présence de grands escarpements de faille, de l'éventuel recouvrement par des coulées tardives et de l'érosion subaérienne.

La différence dans la hauteur des falaises du Kohala et du Mauna Kea sur la face au vent s'explique par la durée d'évolution, mais surtout par la vigueur de la pente en arrière du trait de côte. Elle est en moyenne de l'ordre de 20 à 30 %, soit 11 à 17° dans le premier cas, alors que les pentes sont plus douces, en moyenne 15 % soit 8,5°, entre Waipi'o et Wailea. Le glissement massif de Pololū a, en outre, taillé le flanc du volcan Kohala, renforçant la différence dans la hauteur de l'escarpement.

Sur les volcans plus récents Hualālai, Mauna Loa et Kīlauea, les pentes sont aussi par endroits plus importantes à proximité du littoral (jusqu'à 9 à 17° selon R.K Mark et J.G. Moore, 1987) et la hauteur des falaises sur la côte est alors plus souvent élevée (*cf.* figure 75). L'origine est cette fois-ci à chercher dans la présence de grands escarpements de failles à proximité des côtes et de glissements de terrain géants anciens dont les dépôts recouvrent la topographie sous-marine.

b) La topographie de l'avant-côte

La partie sous-marine des îles de l'archipel d'Hawaï est généralement plus pentue que sa partie subaérienne, particulièrement sur l'île récente d'Hawaï, où l'angle peut dépasser 45 % soit 25° (Mark et Moore, 1987). La pente est moindre en domaine infralittoral, mais dépasse couramment 30 % soit 17°, sur les 300 premiers mètres (*cf.* figure 75). Une forte pente en avant du trait de côte s'explique essentiellement par des processus spécifiques de déstabilisation massive des flancs du volcan.

Une pente sous-marine forte induit une plus grande instabilité du soubassement, comme nous l'avons démontré pour les effondrements de deltas de lave (*cf. supra*). Elle

limite également la réfraction de la houle sur le fond et permet le déferlement des vagues directement sur la falaise, avec une plus forte énergie.

La bathymétrie de l'avant-côte est donc fondamentale dans l'explication du tracé d'ensemble des rivages. Ainsi, les secteurs les moins festonnés correspondent en grande partie aux sites où la pente de l'avant-côte est importante (*cf.* figures 75 et 77) : entre les vallées de Pololū et Waipi'o (sud-est du volcan Kohala), de Leleiwi Point à Punalu'u (côtes du Kīlauea), de Kimo Point à Kamilo Point (sud de Ka'ū), de Ka Lae à Kānawa'a Point (sud-ouest Ka'ū) et de la baie de Pāpā à Ho'okena (Kona Sud).

L'influence de la bathymétrie se fait ressentir aussi bien à court terme, sur des deltas de lave de quelques années (*cf.* Première Partie. Chapitre III. Section C.1.c.), qu'à plus long terme, sur des falaises de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années (côte méridionale du Kīlauea, portions de côte de Ka'ū et de Kona Sud).

3. Les conditions météo-marines

La hauteur des vagues ou, éventuellement, le climat local ont des répercussions sur l'efficacité des processus morphogéniques et donc sur la morphologie des falaises. Ces agents marins et atmosphériques façonnent également, sur les falaises et les plates-formes littorales ou supralittorales, des formes de détail que nous étudierons au cours de la troisième partie.

a) Les conditions climatiques

L'opposition côte au vent / côte sous le vent sur les littoraux des îles hawaïennes se marque essentiellement dans la hauteur des précipitations (près de 4 m contre moins de 200 mm en moyenne sur l'île d'Hawaï). Les différences dans les températures moyennes ou maximales sont plus ténues, mais, en raison de la nébulosité persistante sur les façades occidentales des îles, les radiations solaires atteignent moins le sol. Les températures de la roche en surface et de la tranche superficielle de l'océan en domaine côtier peuvent ainsi connaître de fortes variations diurnes, saisonnières ou géographiques.

Ces différences climatiques locales ont des répercussions sur l'efficacité de certains processus morphogéniques, tels l'haloclastie, l'hydroclastie ou l'altération. Il est possible que ces dynamiques favorisent dans certains cas le recul de la falaise par élargissement des fissures (*cf. infra*). En novembre 2000, un glissement le long de la faille de Hilina, d'origine non tectonique, a ainsi été mis en relation avec un épisode de tempête ayant eu lieu 9 jours avant, durant lequel près d'1 m de précipitations étaient tombées sur l'île d'Hawaï après une

sécheresse de plusieurs années (Cervelli *et al.*, 2002). L'élévation de la nappe phréatique aurait causé une augmentation de la pression au niveau des pores de la roche, impliquant une diminution de la tension habituelle au niveau des failles et provoquant la rupture.

De manière générale, les conditions climatiques n'ont néanmoins que peu incidence sur la morphologie d'ensemble des côtes rocheuses volcaniques ou sur la morphodynamique, sauf peut-être dans le cas des rares plates-formes de corrosion littorale (*cf.* Troisième partie. Chapitre II. Section C.4.). Seules les formes de détail sont fortement commandées par ces éléments.

b) Les conditions de houle

L'exposition aux houles influe sur la configuration des îles volcaniques. Ainsi, si l'attaque des vagues s'effectue toujours sur la même façade ou si ces dernières ont une direction dominante, les îles volcaniques ont tendance à prendre une forme allongée, surtout pour les plus petites, comme l'étude statistique menée par N.C. Mitchell (1998) l'a démontré. Ce n'est pas le cas dans l'archipel d'Hawaï, où seules les îles de Moloka'i et de Ni'ihau sont étirées, en raison de l'orientation des *rift zones*. Malgré la présence d'une houle de nord-est, issue des alizés, toute l'année, les îles de l'archipel essuient aussi, en effet, de fortes houles générées par les tempêtes du Pacifique sud en été, et par celles du Pacifique nord et de Kona en hiver (*cf.* Introduction).

L'érosion par l'action des vagues est néanmoins un facteur important dans la modification du trait de côte à l'échelle locale ou régionale. Ainsi, le saillant se formant lors de la mise en place de deltas de lave va être rogné petit à petit par l'action des vagues. Les caps capturent, en effet, l'énergie des vagues par convergence des trains de houle et, éventuellement, par réfraction à l'approche de la côte si la pointe se prolonge sous l'océan. Cette régularisation longitudinale du trait de côte n'est cependant pas assez poussée pour lisser complètement le tracé du rivage puisque des indentations persistent sur les côtes de l'île d'Hawaï, comme nous l'avons vu précédemment.

Les caps sont cependant souvent plus nets sur les côtes peu exposées aux houles longues (golfe de Kawaihae) ou sur celles où la hauteur des vagues est rarement haute (côte de Kona), que là où les vagues sont plus fréquemment de forte énergie (côtes méridionales du Kīlauea et côte d'Hāmākua-Hilo).

La direction des différents trains de houles et l'effet d'abri des îles plus anciennes engendrent également sur l'île d'Hawaï des contrastes d'exposition qui se traduisent dans le recul des falaises et donc dans leur hauteur. Le contraste entre la face au vent, de 'Upolu Point à Cape Kumukahi, soumise toute l'année, et particulièrement en hiver, à des houles fortes et la face sous-le vent, entre 'Upolu Point et Keāhole Point, protégée, sauf en cas de

tempêtes de Kona, est particulièrement net sur les volcans Kohala et Mauna Kea. Aux grandes falaises de l'est s'opposent les falaises basses de l'ouest, dans une roche décapée de son mince manteau d'altérites (Stearns, 1966). La présence de larges plates-formes d'érosion en avant des grandes falaises, juste entaillées par des canyons sous-marins, prouve également l'efficacité du travail de la mer. L'existence de plates-formes de tempête uniquement sur les faces au vent des îlots de Paokalani et Mokupūkū, à proximité de Pololū, est une autre preuve de l'efficacité des houles de secteur nord ou est. L'extrême nord de la péninsule de Kohala, protégée d'une partie des houles du Pacifique nord par l'île de Maui, se trouve dans une situation intermédiaire, avec des abrupts côtiers hauts de plusieurs décamètres. La côte méridionale, entre Cape Kumukahi et Ka Lae, et, d'une façon moindre, la partie sud-ouest de l'île, entre Ka Lae et Keāhole Point, sont également bien exposées aux houles, générées dans le Pacifique sud en été, ou lors de tempêtes de Kona en hiver.

A l'échelle régionale, les contrastes dans la vigueur de l'érosion marine entre les caps et les baies se traduisent par des différences morphologiques. Ainsi, en baie de Hilo, la hauteur des falaises d'Hāmākua-Hilo est moins élevée que dans sa partie ouverte sur l'océan Pacifique. A l'est de cette même baie, la côte basse devient peu à peu une côte à microfalaises peu avant Leleiwi Point, prouvant l'érosion que connaît cette pointe par rapport au fond de baie protégé (Moberly *et al.*, 1963).

Plus localement, la même remarque peut être faite. Ainsi, l'anse de 'Opihikao, au sud de Puna, possède, par exemple, une côte souvent plongeante avec des coulées de plusieurs centaines d'années rarement attaquées en microfalaises, en raison de leur moindre exposition aux houles du large, tandis que les promontoires encadrant la baie sont battus par les vagues. L'arrivée de nouvelles coulées sur le littoral forme des caps qui vont, par ailleurs, modifier les conditions locales d'exposition aux vagues, par la réflexion et la diffraction qu'ils impliquent.

4. Les variations du niveau de la mer

La transgression flandrienne post-glaciaire est renforcée à Hawaï par la subsidence volcano-isostasique de l'île. Sur les autres îles de l'archipel, un exhaussement compensatoire a pu compliquer les variations du niveau marin. Dans les deux cas, les modifications du niveau relatif de la mer conditionnent profondément la morphologie littorale.

a) Les variations eustatiques

Le niveau de la mer est fortement influencé par les variations climatiques globales, même si des variations à l'échelle locale peuvent être induites par des phénomènes

isostasiques, la tectonique des plaques ou les déformations du géoïde notamment (Pirazzoli, 1976). Au cours du Pléistocène, les différentes périodes glaciaires ont engendré des régressions marines, tandis que le niveau de la mer s'élevait pendant les périodes interglaciaires. Ce schéma général est, néanmoins, compliqué par des phases de refroidissement et des phases de réchauffement au sein des périodes glaciaires et interglaciaires, entraînant l'oscillation du niveau de la mer.

Durant l'interglaciaire Riss-Würm, ou Illinois-Wisconsin en Amérique du Nord, l'élévation maximum du niveau de la mer, quelques mètres au-dessus de l'actuel, fut atteint au début de la période (stade isotopique 5e). A Hawaï, les datations indiquent un âge de 131 à 114 ka pour ce niveau appelé Waimanalo et correspondant à l'Eémien en Europe (Fletcher *et al.*, 1993a).

La glaciation du Würm peut être divisée en plusieurs stades. Deux glaciations distinctes ont ainsi eu lieu sur le Mauna Kea (Nullet *et al.*, 1998) : glaciation de Waiahū entre 70 et 60 ka (stade isotopique 4) et glaciation de Mākanaka entre 40 et 13 ka (stade isotopique 2). C'est durant cette dernière phase que le niveau de la mer atteignit son plus bas niveau, à des profondeurs de plus de 100 m par rapport au niveau actuel (Pirazzoli, 1991).

Depuis le début de l'Holocène, la transgression flandrienne n'a pas été homogène en raison d'oscillations dans les conditions climatiques. L'Optimum Climatique semble avoir été atteint entre 6 et 5 ka, avec un niveau de la mer supérieur de 2 à 4 m à l'actuel (Pirazzoli, 1996). Les datations dans l'archipel d'Hawaï indiquent un âge compris entre 4,7 et 2,1 ka B.P. (Jones, 1998). Certains attribuent ce haut niveau au rebond viscoélastique de la lithosphère à proximité de l'équateur après la période glaciaire (*cf. infra*). A une autre échelle, durant le dernier millier d'années, des variations supérieures au mètre ont été repérées sur des côtes de l'océan Pacifique tectoniquement stables entre le « Petit Optimum Climatique » il y a 700 ans B.P. et la fin du « Petit Âge de Glace » il y a 200 ans B.P. (Nunn, 1998). Le niveau de la mer s'élève depuis comme l'attestent les enregistrements des marégraphes sur l'ensemble de l'archipel.

b) La volcano-isostasie

A ce canevas général, il faut ajouter des variations locales du contenant. La surcharge engendrée par la construction de l'île d'Hawaï au-dessus du point chaud provoque, en effet, la subsidence de celle-ci (Watts, 2000). Il en résulte une élévation du niveau relatif de la mer sur le littoral. Deux méthodes ont été utilisées pour estimer la vitesse de subsidence autour du point chaud d'Hawaï.

Le placage corallien sur les anciennes terrasses marines immergées par la remontée du niveau de la mer a été daté. Les variations eustatiques du niveau de la mer pouvant être connues, par ailleurs, grâce aux études réalisées sur des secteurs tectoniquement stables et à l'analyse des isotopes de fossiles marins, les chercheurs ont pu établir une courbe de la subsidence volcano-isostasique. Celle-ci semble avoir été relativement régulière entre 17 et 475 ka au nord-ouest d'Hawaï, dans et au large du golfe de Kawaihae, selon K. Ludwig *et al.* (1991) avec un taux de 2,6 mm/an. Ces mesures corroborent des études antérieures basées sur des datations moins nombreuses (Campbell, 1984 ; Szabo et Moore, 1986 ; Moore et Clague, 1987) ou l'interprétation de la bathymétrie (Campbell, 1986), qui proposaient un exhaussement moyen de respectivement 2 mm, 2,7 mm, 2 mm et 2,4 mm par an.

L'examen des enregistrements de marégraphes permet également d'interpoler la vitesse de subsidence actuelle, lorsque les séquences sont suffisamment longues. Dès 1970, J.G. Moore propose une subsidence de 4,1 mm/an pour Hilo entre 1946 et 1967, en comparant avec les mesures relevées à Honolulu, considérée comme une station stable à cette échelle de temps (Moore, 1970b). Il réévalue ce taux à 2,4 mm en utilisant la période 1946-1984 (Moore, 1987). Les mesures se sont depuis affinées. L'élévation s'établit à $3,94 \pm 0,23$ cm par décennie à Hilo (Fletcher *et al.*, 2002, période de mesure non précisée). L'estimation de la remontée eustatique du niveau de la mer dans l'océan Pacifique varie entre 1 cm par décennie (Wrytki, 1990 *in* Fletcher *et al.*, 2002) et 2,4 cm par décennie (Peltier et Tushingham, 1989). La subsidence serait donc comprise entre 1,5 et 2,9 mm/an.

En réponse à cette subsidence volcano-isostasique autour du point chaud, les terrains entourant le point chaud sont surélevés (Grigg et Jones, 1997 ; Watts, 2000 ; Dickinson, 2001). Cet exhaussement compensatoire dépend de l'éloignement par rapport au point chaud. Selon la courbe établie par R.W. Grigg et A.T. Jones (1997), il compense la subsidence des îles volcaniques de l'ouest de Maui jusqu'au-delà d'O'ahu. Pour W.R. Dickinson (2001), le bombement de la lithosphère se fait ressentir plus loin, du chenal de Kaiwi, entre Moloka'i et O'ahu, jusqu'à Ni'ihau.

La vitesse de l'exhaussement, qui dépend des propriétés rhéologiques de la lithosphère et du manteau, est de l'ordre de 1 à 3 % du taux de subsidence atteint au niveau de l'île d'Hawaï, soit 0,02 à 0,06 mm/an (Fletcher *et al.*, 1993a). O'ahu s'est ainsi soulevé au maximum de 30 m durant les 500 000 dernières années (Jones, 1993).

c) Les variations du niveau relatif de la mer à O'ahu

L'absence de subsidence et l'exhaussement isostatique compensatoire a permis l'enregistrement d'anciens hauts niveaux marins sur le littoral et la partie subaérienne de l'île d'O'ahu. Le niveau de Waimanalo, atteint au début de l'interglaciaire Riss-Würm, se trouve ainsi entre 8,5 et 12,5 m au-dessus du niveau moyen de la mer (Fletcher *et al.*, 1993a). Un

ancien complexe récifal (*Ka'ena Formation*) a également été trouvé 30 m au-dessus du niveau actuel (Fletcher *et al.*, 1993a). Des dépôts marins plus élevés ont été découverts sur les îles de Lāna'i et de Moloka'i. Certains y voient les marques d'un méga-tsunami (Moore et Moore, 1984 ; 1988 ; Moore *et al.*, 1989 ; cf. Chapitre III. Section B.2.), tandis que d'autres les expliquent par un haut niveau marin (Stearns, 1940, 1978 ; Jones *et al.*, 1992 ; Grigg et Jones, 1997 ; Keating, 1997). Des arguments morphologiques (encoche d'abrasion, terrasses marines émergées et dépôts marins) tendent à démontrer l'origine marine de ces niveaux (Stearns, 1978). Il semble que le niveau marin le plus élevé se trouve à 190 m d'altitude sur l'île de Lāna'i, selon B.H. Keating et C.E. Helsey (2002), avec la présence d'une plate-forme couverte de blocs émoussés et de fragments coralliens.

Le niveau de Kapapa, situé 1 à 2 m au-dessus de l'actuel et datant de 5 à 2 ka aurait atteint son apogée il y a environ 3,5 ka à O'ahu (Grossman et Fletcher, 1998), c'est-à-dire durant l'Optimum Climatique. Il est pourtant attribué à l'*equatorial ocean siphoning* par certains chercheurs (Fletcher et Jones, 1996 ; Grossman et Fletcher, 1998 ; Dickinson, 2001). Cette déformation du géoïde s'explique par une migration de matériel au sein du manteau, pendant la période interglaciaire, depuis la zone équatoriale, où il s'était accumulé suite à la pression exercée par les calottes glaciaires polaires durant la glaciation, vers les hautes latitudes (Mitrovica et Peltier, 1991). Ce haut niveau mi- à tardi-holocène explique la présence de systèmes dunaires holocènes, d'encoches dans les basaltes et les éolianites, de pinacle rocheux et de grottes marines émergées sur les îles d'O'ahu, Moloka'i et Kaua'i (Jones, 1998). Il est également possible que le façonnement de certaines plates-formes supralittorales actuelles ait été entamé durant l'Optimum Climatique (Grossman et Fletcher, 1998), comme par exemple à Alāla Point (figure 80) où une encoche d'abrasion a également été observée environ 1 m au-dessus du niveau actuel. L'existence d'un haut niveau holocène, qui avait été avancée par H.T. Stearns (1935 ; 1978), a été remise en question par certains auteurs pour qui la genèse des banquettes se réalise par la corrosion littorale (Easton, 1965 ; Bryan et Stephens, 1993). L'altération et la bioérosion entraînent l'abaissement des plates-formes, parfois de manière différenciée (cf. plates-formes à rempart externe), mais il paraît douteux de leur attribuer un rôle morphogénique plus important à Hawaï.

Les récifs construits autour d'Oahu durant les périodes glaciaires ou post-glaciaires ont été immergés (figure 81), l'élévation du niveau de la mer excédant les capacités de croissance du corail. Des encoches marines marquent également les différentes positions du rivage durant la transgression flandrienne, entre 21 et 8 ka, caractérisée par des accélérations épisodiques de l'élévation du niveau de la mer (Fletcher *et al.*, 1993a).

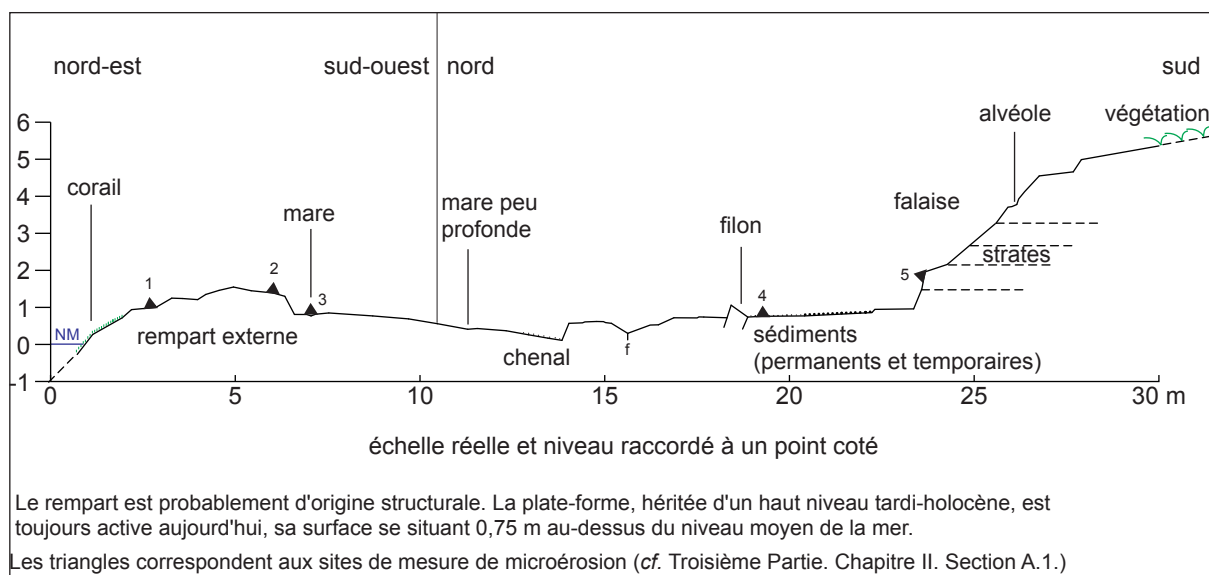


Figure 80 : Plate-forme à rempart externe en partie héritée dans un basalte pléistocène à Ālala Point (Lanikai, côte au vent d'O'ahu)

Niveau	Âge (en ka)	Période	Altitude (en m)	Localisation	Nom du niveau	Source
a	5 à 2	Optimum Climatique	+1 à +2	O'ahu	Kapapa	¹
b	9 à 7	transgression flandrienne	-24	O'ahu	Kaneohe	¹
c	13 à 11	transgression flandrienne	-58	O'ahu	Penguin Bank	¹
c ?	12 à 11	transgression flandrienne ?	-175 à -200	Huallai		²
d	16 à 14	transgression flandrienne	-90	O'ahu	" - 90 stand "	¹
e	19 à 14	maximum glaciaire (Würm)	-150	golfe de Kawaihae	Mamala	³
e	21	maximum glaciaire (Würm)	-110 à -120	O'ahu		¹
e (ou d?)	14 à 10	maximum glaciaire (Würm) ?	-155 à -305	Ka Lae		²
e (ou d?)	16	maximum glaciaire (Würm) ?	-207	Kealakekua		²
f	64 à 50	interglaciaire Riss-Würm	-50 à -60	O'ahu		¹
g	110 à 79	interglaciaire Riss-Würm	-20 à -30	O'ahu		¹
h	131 à 114	optimum interglaciaire (Riss-Würm)	+12,5 à +18,5	O'ahu	Waimanalo	¹
i	133 à 112	Riss ? (stade isotopique 6 ?)	-430	golfe de Kawaihae		³
i	128	Riss (stade isotopique 6 ?)	-400	est Mauna Kea		⁴
j	276 à 177	Riss (stade isotopique 6 ou 8 ?)	-693	golfe de Kawaihae		³
k	337 à 287	Riss ? (stade isotopique 8 ?)	-945	golfe de Kawaihae		³
l	475 à 320	Mindel ? (stade isotopique 10 ?)	-1 146	golfe de Kawaihae		³
l	370	Mindel (stade isotopique 10 ?)	-1 100	est Kohala		⁴
m	463	Mindel (stade isotopique 12)	-1 336	golfe de Kawaihae		³
n	600 à 450	Mindel (stade isotopique 13 ou 15 ?)	+30	O'ahu	Ka'ena	¹

¹ : C.H. Fletcher *et al.* (1993a)

² : J.G. Moore *et al.* (1990)

³ : K.R. Ludwig *et al.* (1991)

⁴ : J.G. Moore et J.F. Campbell (1987)

Figure 81 : Tentative de corrélation entre les principaux niveaux marins des îles d'O'ahu et d'Hawaï

d) Les variations du niveau relatif de la mer à Hawaï

Durant les périodes glaciaires, les régressions eustatiques du niveau de la mer compensaient les effets de la subsidence de l'île d'Hawaï. Le niveau marin stable a alors permis la constitution de larges plates-formes qui furent rapidement immergées lors des transgressions interglaciaires. Six terrasses s'étagent ainsi au nord-ouest de l'île d'Hawaï (figure 81), formant des banquettes de quelques kilomètres à environ 15 km de large, limitées vers la mer par un escarpement pouvant atteindre 200 m (Moore et Clague, 1992).

Lors du maximum glaciaire du Würm (stade isotopique 2), il y a environ 20 000 ans, une large terrasse marine s'est, par exemple, formée. Elle se trouve aujourd'hui environ 150 m sous le niveau de la mer dans le golfe de Kawaihae (Ludwig *et al.*, 1991). Plus au sud, la profondeur de cette terrasse est légèrement différente en raison de différences dans la vitesse de subsidence dues à la migration du volcanisme actif (Moore, 1987) ou à des affaissements locaux (Moore et Clague, 1992).

Au nord-est de l'île, il existe deux terrasses, l'une face au Kohala, l'autre en contrebas des falaises du Mauna Kea, dont la profondeur a été attribuée au niveau de la mer lors de la fin du stade de construction du bouclier des deux volcans (Smith *et al.*, 2002). Toutefois, les terrasses marines n'ont pu s'initier que lorsque le niveau de la mer était stable, c'est-à-dire durant une période glaciaire. Pour le Kohala, il pourrait s'agir de la fin du Mindel ou Kansas (stade isotopique 10) et pour le Mauna Kea de la fin du Riss ou Illinoï (stade isotopique 6), comme semblent l'indiquer les profondeurs de respectivement -1 100 m et - 400 m (Smith *et al.*, 2002), proches du niveau des terrasses dans le golfe de Kawaihae (*cf.* figure 81). Il est néanmoins étonnant de constater que le niveau à - 400 m se marque peu en avant du Kohala.

Au sud de l'île, les terrains sont trop récents pour qu'une large terrasse se soit constituée. Celles-ci ne peuvent, en effet, pas se former tant que l'accrétion sur le littoral ne diminue pas, c'est-à-dire avant la fin du stade de construction du bouclier du volcan adjacent (Moore et Clague, 1992). La faible accrétion à la pointe méridionale du Mauna Loa a néanmoins permis la création d'une terrasse au large de Ka Lae.

Toutes ces terrasses ont été submergées par la transgression flandrienne. La submersion se poursuit à l'heure actuelle à un rythme de 3,9 mm/an au marégraphe de Hilo (Fletcher *et al.*, 2002). La position intertidale de nombreux pétroglyphes, par exemple sur les platiers de Puakō (golfe de Kawaihae) ou de Hōnaunau (Kona), sont des signes de cette remontée rapide du niveau de la mer. A Hōnaunau, la cartographie de sites hawaïens autrefois émergés et la comparaison de photographies aériennes avaient d'ailleurs déjà permis d'estimer l'élévation relative du niveau marin à 3 mm par an depuis l'arrivée des européens (Apple et Macdonald, 1966). Cette élévation quasi-continue du niveau de la mer sur l'île d'Hawaï durant l'Holocène justifie la présence de falaises plongeantes ou de côtes

basses d'enneigement, notamment sur les côtes protégées des volcans anciens (golfe de Kawaihae, Kona Nord), et la rareté des plates-formes d'érosion marine intertidales ou supralittorales.

e) Questionnement sur la possibilité d'un haut niveau marin durant l'Optimum Climatique sur l'île d'Hawaï

Durant la période dite de l'Optimum Climatique holocène, il y a quelques milliers d'années, le niveau de la mer se trouvait environ 2 m au-dessus de l'actuel sur les îles d'O'ahu, Moloka'i et Kaua'i. Un tel niveau a-t-il pu exister sur l'île d'Hawaï malgré la subsidence volcano-isostasique ?

Les datations les plus récentes et précises concernant O'ahu donnent un niveau $2,00 \pm 0,35$ m au-dessus du niveau moyen de la mer il y a environ 3,5 ka B.P. (Grossman et Fletcher, 1998). Or l'exhaussement volcano-isostasique n'a pu excéder 0,35 m sur l'île d'O'ahu au cours des 5 000 dernières années (Jones, 1998). Le niveau de la mer se trouvait donc à $1,65 \pm 0,35$ m au-dessus du niveau actuel durant l'Optimum Climatique holocène, sans prendre en compte les déformations isostasiques régionales. Les estimations du taux de subsidence pour l'île d'Hawaï varient, on l'a vu, entre 1,5 et 2,9 mm/an (Fletcher *et al.*, 2002), soit $2,2 \pm 0,7$ mm/an. On peut alors calculer la position supposée du niveau relatif de la mer sur l'île d'Hawaï il y a 3,5 ka B.P. (figure 82a). On obtient un niveau situé à $6,16 \pm 2,83$ m sous le niveau actuel. En supposant que le haut niveau se soit prolongé jusqu'à 2,1 ka B.P. comme l'indique A.T. Jones (1998), on obtient, sur l'île d'Hawaï, un niveau situé à $2,94 \pm 1,85$ m sous le niveau actuel à cette époque (figure 82b).

On peut donc en conclure que, le niveau relatif de la mer sur l'île d'Hawaï a pratiquement partout été inférieur à l'actuel, mais qu'il est possible que, localement, il ait atteint ou approché le niveau actuel il y a environ 2 000 ans en raison d'une subsidence moindre. L'évolution morphogénique de certaines plates-formes littorales actuelles de la côte au vent a donc pu être éventuellement entamée à cette période lors de tempêtes. Le niveau proche de l'actuel, il y a quelques milliers d'années, expliquerait également la présence, à Ka'au Point et Puakō (golfe de Kawaihae), de laves en coussins, formes sous-marines de faible profondeur (*cf.* photos 125 et 126) sur des platiers intertidaux correspondant à des coulées datées entre 3 ka et 5 ka B.P. Malgré leur structure interne radiale, il est néanmoins possible qu'il s'agisse de formes sphéroïdales subaériennes de coulées pāhoehoe, tant la convergence de forme est parfois manifeste (Stearns, 1938).

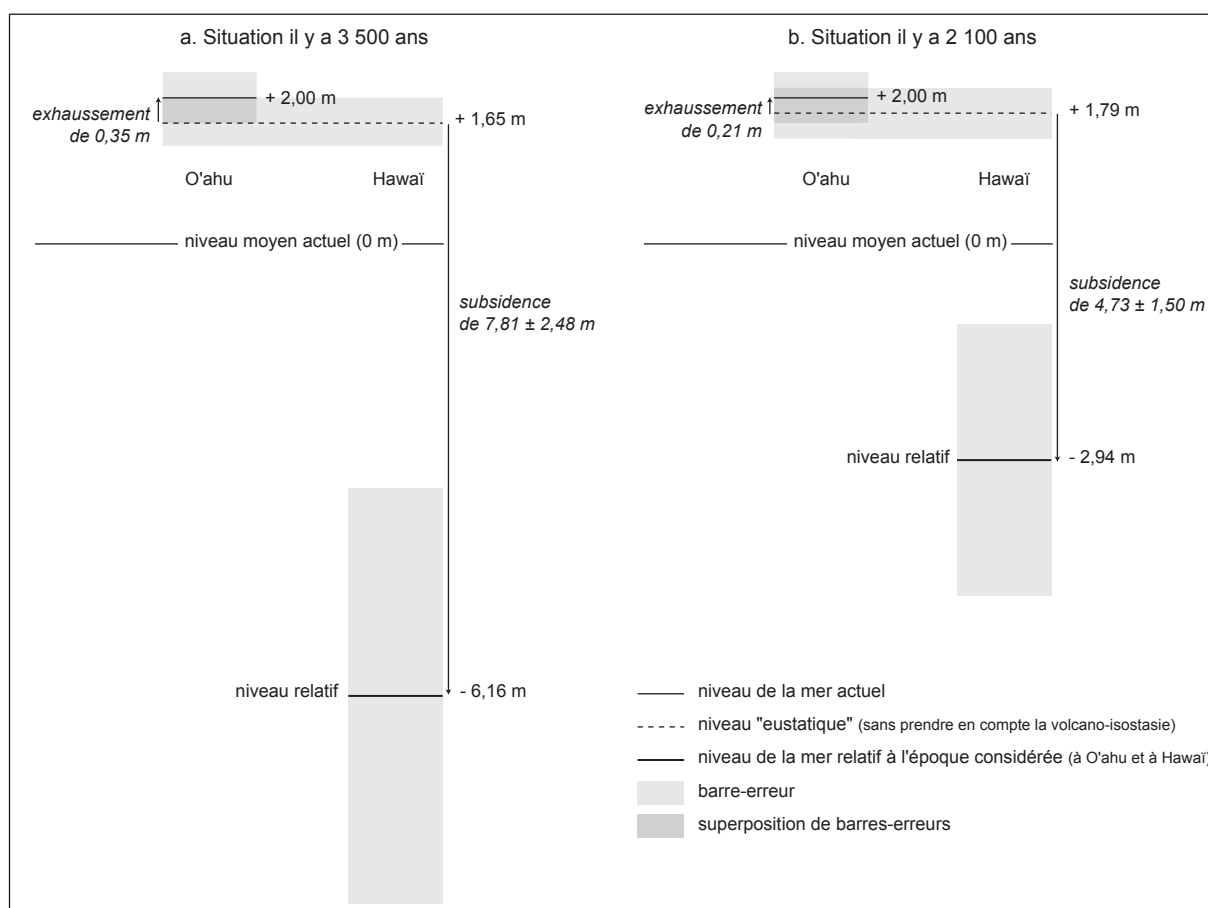


Figure 82 : Reconstitution du niveau de la mer à Hawaï durant l'Optimum Climatique holocène

f) Ré-interprétation des dépôts et banquettes situés au nord d'Hawaï autrefois attribués à un haut niveau marin

En raison de la subsidence de l'île d'Hawaï, aucun des hauts dépôts ni aucune banquettes observés au nord de l'île ne peut être associé à un haut niveau holocène, et encore moins pléistocène, comme on a pu le croire auparavant (Stearns et Macdonald, 1946 ; Moberly *et al.*, 1963 ; Stearns, 1966). Les dépôts recensés sur le volcan Kohala sont les suivants :

- ligne de conglomérats cimentés large de 3 m à 168 m de hauteur (Stearns et Macdonald, 1946) ;
- petits placages de conglomérats marins à 75-80 m d'altitude, ainsi que des débris et scories remontant le long des ravins, entre Kawaihae et Mahukona (Stearns et Macdonald, 1946), qui ont été interprétés comme des dépôts d'une vague de tsunami de plus de 300 m de haut, il y a environ 105 ka (Moore et Moore, 1988) ;
- traces de conglomérats marins à 7,5 et à 1,5 m au-dessus du niveau marin actuel, au nord de Kawaihae (Moberly *et al.*, 1963) ;

- dépôts coralliens que nous avons observé à 7 m au-dessus du niveau de la mer au sud de Māhukona ;
- dépôts marins à 6 m d'altitude dans la baie de Keawanui, datés à 110 ka, et interprétés comme un haut niveau (H.H. Veeh cité dans Macdonald *et al.*, 1983, p. 208) ou comme des dépôts d'un méga-tsunami de plusieurs centaines de mètres de haut (Moore et Moore, 1984 ; Mcmurtry *et al.*, 2002).

Si l'on fait confiance aux datations des terrasses marines, ces sédiments n'ont pu être déposés lors d'un haut niveau marin. Ils ne peuvent donc être attribués qu'à une ou plusieurs vagues de tsunami, même si cette hypothèse a parfois été réfutée sur les autres îles de l'archipel (Jones *et al.*, 1992 ; Grigg et Jones, 1997 ; Keating, 1997 ; Keating et Helsey, 2002). Quant au sol décapé par l'action marine près de Waimea (Kamuela), à 250 m d'altitude (Stearns et Macdonald, 1946), il s'agirait en réalité d'un processus subaérien.

Des banquettes au pied des falaises du Kohala ou du Mauna Kea et des terrasses taillées dans des débris de glissements de terrain ont aussi été autrefois interprétées comme des preuves d'un haut niveau pléistocène (Stearns et Macdonald, 1946). Les plates-formes situées 1,5 à 4,6 m au-dessus du niveau actuel, attribuées à un haut « niveau de 5 pieds », sont en fait sans doute des banquettes de tempête. Les surfaces, plus rares, situées à 6-9 m d'altitude et formées par un hypothétique « niveau de 25 pieds » ne sont pas forcément d'origine marine, mais correspondent peut-être à l'épaisseur de glissements de terrain.

5. Le type de coulée de lave

Selon la morphologie, la lithologie ou la structure de la coulée de lave, la côte, qu'elle soit une simple côte d'ingression ou une côte à falaise, diffère.

a) La morphologie de la coulée

Nous avons déjà abordé dans le premier chapitre de cette thèse les spécificités morphologiques des deltas de lave pāhoehoe et 'a'ā (respectivement Section B.3.a et Section B.4). Ces différences se retrouvent dans la morphologie de surface des plates-formes sommitales, parfois supralittorales, ou des côtes rocheuses devenues basses par leur ennoïement. Les retouches sont généralement minimales et la morphologie est conservée.

Sur les côtes basses, les coulées de morphologie pāhoehoe forment un platier lisse, plus ou moins ondulé ou à dalles basculées, avec éventuellement des tumuli (dômes fissurés), des protubérances bulbeuses (*toes*), ou des portions de lave cordée, tressée ou drapée. Les

falaises taillées dans des coulées p hoehoe sont constituées de nombreuses unités laviques, qui sont facilement identifiables sur l'abrupt côtier. Il est également parfois possible d'y distinguer des tubes de lave. Le replat sommital est généralement peu retouché s'il est placé suffisamment haut.

Les coulées 'a'ā construisent souvent, nous l'avons dit, des promontoires de forme digitée. Ils sont le plus souvent hauts de 0,5 à 2 m, mais peuvent s'élever 4 m au dessus du niveau de la mer (photo 49). Ils sont larges de quelques mètres et s'avancent vers l'océan d'une vingtaine à une cinquantaine de mètres, jusqu'à 90 m selon H.T. Stearns et G.A. Macdonald (1946). Les paquets de mer évacuent les gratons en domaine supralittoral, dégageant les épines de lave. Ces arêtes sont parfois parallèles entre elles, mais ont généralement une organisation complexe, enserrant de grandes mares (cf. Troisième Partie. Chapitre III. Section A.1.b.). Elles sont le plus souvent hautes de 0,5 à 1,5 m, mais peuvent parfois atteindre 2,5 m de haut, comme à Kamā'ili (Puna sud), sur une coulée de 1955 Parfois des bombes de roulement (*accretionary lava ball*), lié à l'accrétion de gratons, sont soudées à la plate-forme.



Photo 49 : Promontoire 'a'ā et falaise composite à Mackenzie Park datant de 1790

On trouve ces promontoires caractéristiques sur des coulées de quelques années à quelques milliers d'années sur le pourtour de l'île d'Hawaï. Par la suite, le cap est régularisé ou recouvert par d'autres coulées. La structure massive des pointes constituées d'une coulée 'a'ā limite le recul de l'abrupt côtier.

En revanche, lorsque des unités laviques 'a'ā, se sont empilées les unes sur les autres, elles peuvent être attaquées en falaise plus aisément. Les nombreuses discontinuités

constituées par les niveaux bréchiques, épais de quelques décimètres, et l'instabilité accrue par la hauteur de l'escarpement facilitent, en effet, le recul de l'abrupt côtier par démantèlement en blocs. Le secteur en contrebas de *Seaview* illustre bien la résistance accrue des promontoires 'a'ā par rapport aux falaises constituées de l'empilement de ces mêmes coulées, qui forment une légère anse. Il est néanmoins probable que les falaises taillées dans des coulées 'a'ā reculent moins rapidement que celles constituées de coulées pāhoehoe, surtout si les différentes unités massives sont épaisses (de l'ordre du mètre).

Lorsqu'une coulée de morphologie 'a'ā est ennoyée, seules subsistent les montées de lave dégagées de leur couverture de gratons. Ces échines ont pu subir une certaine abrasion et sont généralement peu élevées, de l'ordre de quelques décimètres de haut. Les scories s'accumulent parfois en arrière de cette plate-forme à écueils structuraux.

Enfin, lorsque la morphologie des coulées est intermédiaire entre le type pāhoehoe et le type 'a'ā, la plate-forme sommitale littorale ou supralittorale est relativement rugueuse, mais sans échines. De nombreuses falaises sont, par ailleurs, composites, c'est-à-dire composées à la fois de coulées pāhoehoe et 'a'ā (cf. photo 49).

b) La lithologie

La nature des roches volcaniques intervient peu dans la morphologie du littoral de l'île d'Hawaï en raison de leur faible diversité. Seules les formes de détail sont parfois plus influencées par des différences pétrographiques (cf. Troisième Partie. Chapitre III. Section C). Le basalte est le plus souvent tholéiitique, avec ou sans olivine, parfois picritique. La série alcaline (basaltes alcalins, benmoréites, hawaïtes, mugéarites et trachytes), issue du volcanisme de recouvrement (stade 3), est moins présente sur le littoral. Elle affleure sur une partie de la côte occidentale du volcan Kohala, à Waipi'o, en plusieurs points sur la partie supérieure de la falaise d'Hāmākua-Hilo (série volcanique de Laupāhoehoe) et sur la côte du Hualālai. Nous n'avons pas observé de différences notables sur le terrain.

Sur l'île d'O'ahu, la diversité lithologique est plus affirmée en raison du volcanisme de régénérescence (stade 5) qui a permis l'émission de coulées de basanite et de néphéline, ainsi que la formation de grands cônes de tufs palagonitiques. Nous avons étudié certains sites sur cette île, particulièrement le long des cônes de Diamond Head, Koko Head et Koko Crater sur le volcan Ko'olau, afin d'avoir des éléments de comparaison dans une roche possédant des formes originales et réputée peu résistante (Wentworth, 1938, 1939 ; Moberly et Walker, 1987 ; Bryan et Stephens, 1993), même si le recul des falaises de tufs peut quelquefois être plus lent que celui des abrupts basaltiques (ben Youssouf, 1991). Nous reviendrons sur la spécificité des falaises et plates-formes de tufs dans les prochains chapitres. Des dykes en saillie sur les plates-formes littorales ont également été observés

sur les rares portions de côte basaltiques de l'île d'O'ahu, notamment à proximité d'Alāla Point et à Pūpūkea Beach Park (*Northshore*).

Des contrastes plus affirmés ont été observés sur d'autres littoraux volcaniques, comme en Islande, où les basaltes tholéitiques et à phénocristaux de plagioclases forment des pointes par rapport à d'autres basaltes moins résistants et aux tufs, tandis que les dykes sont mis en saillie ou, au contraire, excavés (Bodéré, 1981). Sur l'île de Terceira aux Açores, les cinérites affleurant dans la falaise forment des rentrants en forme de conques (Guilcher et Bodéré, 1975). Dans l'archipel de la Réunion, l'érosion différentielle est surtout associée au déchaussement des complexes annulaires intrusifs (Pomel, 1986).

c) La structure de la roche

Les nombreux joints irréguliers des coulées de lave, les tubes de lave transformés en grottes marines et, de manière générale, toutes les structures primaires de la lave basaltique facilitent l'érosion marine, comme cela avait déjà été mis en évidence à Hawaï par R. Mobely *et al.* (1963), mais relevé sur d'autres rivages volcaniques (Reffay, 1969 ; Moign et Moign, 1970 ; Robert, 1974 ; Bodéré, 1985 ; Pomel, 1986 ; Yanes Luque, 1990 ; Dumont *et al.*, 2001 ; Dickson *et al.*, 2004).

Lors du refroidissement de la coulée de lave, par sa surface et par sa base, un réseau plus ou moins régulier de fissures de retrait se forme (Tomkeieff, 1940 ; Wentworth et Macdonald, 1953 ; Spry, 1962). Le diaclasage horizontal et vertical et la possible prismation de la lave dépendent de sa pétrographie, de sa vitesse de refroidissement, des tensions provoquées par son écoulement laminaire et des pressions causées par le poids de la tranche de lave sus-jacente (Kieffer, 1977). Le découpage horizontal des coulées s'explique également par la superposition de plusieurs unités laviques et l'alternance de structures cassantes et plastiques (Hon *et al.*, 1994). De plus, sur les coulées plus visqueuses, notamment sur certaines coulées alcalines du Hualālai, des discontinuités parallèles au sens d'écoulement se créent lors du refroidissement de façon rapprochée, donnant un aspect feuilleté (Macdonald, 1967).

Cette fissuration peut donner lieu, sur la falaise, à différents niveaux plus ou moins prismés : de haut en bas, une fausse colonnade, un entablement de « faux prismes » (basalte noir compact) et une colonnade (Tomkeieff, 1940 ; Kieffer, 1969). Ces structures colonnaires sont rares sur les côtes d'Hawaï, bien qu'elles se formeraient surtout sur le littoral, là où la couche sous-jacente est saturée en eau (Macdonald, 1967). Les discontinuités horizontales et verticales existent pourtant, mais s'organisent souvent de façon irrégulière, composant un étagement pas toujours très explicite. Elles se marquent souvent sur l'abrupt côtier par des niveaux inter-basaltiques rougeâtres. En raison de l'irrégularité de la structure, le contrôle qu'elle exerce est ainsi moins net à Hawaï que sur de

nombreuses autres côtes volcaniques possédant un système de failles ou de jointures mieux développé (Moberly *et al.*, 1963).

La résistance mécanique de la roche à l'action des vagues dépend de plusieurs facteurs : résistance à l'écrasement, à la traction, au cisaillement, aux chocs et à la pénétration (Sunamura, 1992). Elle décroît bien évidemment lorsque la fissuration augmente, comme cela a été confirmé par des mesures de résistance de la roche basaltique aux forces compressives sur l'île Lord Howe, en mer de Tasman, à l'est de l'Australie (Dickson *et al.*, 2004). L'attaque marine va donc exploiter ces lignes de faiblesse en débitant la falaise en blocs, en forme de dalles, de pavés ou de prismes, particulièrement dans les coulées pāhoehoe. Les polygones ont rarement la forme d'un prisme régulier à Hawaï, mais plus celle d'un bloc de quatre à six faces. Leur taille dépend de l'espacement des diaclases. La grande longueur est le plus souvent inférieure à 50 cm (Macdonald, 1967), parfois même égale à 5 cm comme nous l'avons observé à l'est de Kī'i (Puna sud), mais peut aussi parfois dépasser le mètre, notamment dans les coulées 'a'ā massives. La segmentation en articles des prismes a, par ailleurs, rarement été remarquée.

L'excavation de ces blocs explique que la falaise ne soit souvent pas rectiligne dans le détail. Les discontinuités horizontales, limites d'unités laviques ou non, servent aussi souvent de points d'appui au recul de la falaise en escalier, donnant parfois lieu à l'individualisation de véritables gradins structuraux (*cf.* Chapitre II. Section C). La présence de discontinuités structurales comme les diaclases ou, surtout de lits de cendres, favorise les mouvements de terrain. Cela a été remarqué, par exemple, lors d'un éboulement provoqué par une déstabilisation au-dessus d'une couche de sable hyaloclastique entre Waha'ula et Kamokuna. Les nombreux lits de cendres intercalés entre d'anciennes coulées de lave expliquent les nombreux glissements que subissent les très grandes falaises entre Waipi'o et Pololū (Moberly *et al.*, 1963 ; Moberly et Chamberlain, 1964).

La structure de la roche volcanique influence également fortement les formes de détail sur les plates-formes littorales et supralittorales. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi d'expliquer l'origine de certaines structures spécifiques (structure cellulaire, laves en coussins, variation de la texture vacuolaire...) dans la dernière partie de cet ouvrage.

Conclusion de chapitre

La Grande île d'Hawaï possède un littoral essentiellement rocheux qui présente une grande diversité. Une typologie des côtes volcaniques a été proposée, basée sur leur morphologie, leur hauteur et leur origine :

- les côtes rocheuses basses ;
- les côtes à basses falaises taillées dans des coulées récentes de la plaine côtière ;
- les côtes à falaises taillées dans des coulées récentes, pouvant être plus élevées en raison d'une pente forte en arrière du littoral ;
- les côtes structurales correspondant à un escarpement de faille plus ou moins remanié, de hauteur modérée à élevée ;
- les côtes à falaises « moyennes » taillées dans les coulées pléistocène de la côte au vent ;
- les côtes à grandes et très grandes falaises, parfois proches des mégafalaises, entre les vallées de Pololū et Waipi'o ;
- les côtes à falaises taillées dans un matériel altéré ;
- les côtes à falaises ou plongeantes taillées dans un matériel autrefois altéré et dégagé de leur chape d'altérites.

Le même schéma se retrouve probablement sur d'autres îles volcaniques jeunes. Sur les îles plus anciennes de l'archipel, l'âge des roches n'est plus un facteur aussi discriminant, mais la longue durée d'évolution a pu permettre le façonnement de mégafalaises.

Nous avons tenté d'expliquer les contrastes observés en déterminant la part respective de différents paramètres intervenant dans la morphologie des littoraux volcaniques. Cette recherche a été effectuée à différentes échelles : échelle de l'île, échelle régionale (volcans, golfes, baies et péninsules) et échelle locale (anses et caps). La durée d'évolution apparaît comme l'élément déterminant, mais il n'est pas le seul. Ceci explique le choix d'une démonstration qui n'est pas uniquement basée sur la durée d'évolution dans cette deuxième partie, même si celle-ci constitue la problématique de base de notre thèse.

Le tracé de la côte est fortement conditionné par les caractéristiques structurales du volcan, à l'échelle de l'île et à l'échelle locale. A l'échelle régionale, sa régularisation longitudinale provoque le lissage des indentations, particulièrement sur les côtes les mieux exposées aux houles de l'océan Pacifique. C'est la raison pour laquelle ce processus est fortement corrélé avec la bathymétrie de l'avant-côte. La durée d'évolution, le *fetch* et la structure de la roche interviennent également dans la régularisation. Globalement, trois phases ont été reconnues dans l'évolution longitudinale du rivage. Dans un premier temps, le recul des deltas de lave se marque par la mise en saillie de promontoires, comme nous l'avons vu dans la première partie de cet ouvrage. Cette phase d'irrégularisation peut

éventuellement se poursuivre pendant quelques années, comme nous l'expliquerons dans le prochain chapitre. Vient ensuite le stade de la simplification du trait de côte par destruction privilégiée des caps. Nous avons constaté une régularisation partielle du rivage en quelques milliers d'années. Au bout de 600 à 700 ka sur l'île d'Hawaï, c'est-à-dire au moment du passage au stade d'érosion, le littoral connaît de nouveau une irrégularisation, en raison de l'encaissement des vallées et de leur ennoisement progressif.

En effet, à cause de la subsidence volcano-isostasique, l'élévation du niveau de la mer a été pratiquement continue sur l'île d'Hawaï, expliquant la généralisation sur le littoral des falaises plongeantes (*plunging cliffs*), appelées également « falaises accores » (Albinet, 2000), et la rareté des plates-formes d'érosion marine. Il s'agit donc d'un littoral d'accrétion, mais aussi d'un littoral de submersion. Seules les régressions marines durant les périodes glaciaires ont permis la création de larges plates-formes par stabilisation du niveau marin. Nous avons démontré que durant l'Optimum Climatique, le rivage actuel n'a pu être atteint qu'en de rares points, expliquant la présence de laves en coussins en domaine intertidal sur des laves de plusieurs milliers d'années (Ka'au Point et Puakō). Les banquettes autrefois attribuées à un haut niveau sur les côtes du Kohala et du Mauna Kea ne peuvent donc qu'être des plates-formes de formation sub-actuelle, même si certaines d'entre elles ont pu être entamées il y a environ 2 000 ans. Les dépôts marins trouvés à plus de 100 m d'altitude sur la face occidentale du Kohala ont été apportés par des vagues de tsunami et non par un haut niveau marin, contrairement à d'autres dépôts sur Lāna'i, Moloka'i ou O'ahu récemment ré-interprétés.

Sur ces îles éloignées du point chaud, le niveau marin a en effet pu être plus élevé que l'actuel en raison de l'absence de subsidence et parfois d'un exhaussement compensatoire. Les plates-formes supralittorales actuelles ont ainsi pu être en partie formées durant l'Optimum Climatique, il y a environ 3,5 ka, sur l'île d'O'ahu.

La hauteur de la falaise dépend en grande partie de la durée d'évolution, en raison de la plus grande ablation de matériel. La pente en arrière du trait de côte, qui est liée à l'âge du volcan, joue donc aussi un rôle important, aussi bien à court terme qu'à long terme. Il convient de noter que la hauteur des escarpements est également liée, dans un premier temps, à l'épaisseur des accumulations laviques. Sur le long terme, de grands glissements de terrain sectoriels cataclysmiques rendent possible la formation de mégafalaises. La vigueur de l'attaque marine, à corrélérer aux conditions d'exposition (*fetch*) et à la bathymétrie de l'avant côte, participe aussi à la genèse des très grandes falaises et mégafalaises. Nos observations confirment, à ce propos, les travaux effectués sur d'autres îles volcaniques (Guilcher, 1966 ; Paskoff, 1978a ; Guilcher, 1984 ; Battistini, 1985). À l'inverse de ces îles, la résistance du matériel volcanique ne semble pas avoir eu une influence déterminante dans la hauteur des escarpements à Hawaï. La lithologie apparaît d'ailleurs comme un paramètre mineur dans la compréhension de la morphologie des côtes volcaniques hawaïennes, qui sont, il est vrai, relativement homogènes.

La morphologie des falaises et des platiers basaltiques est, en revanche, fortement influencée par le type de coulée de lave, tout comme les formes de détail. Les retouches sont infimes sur les plates-formes pāhoehoe, qu'elles soient intertidales ou supralittorales. Les coulées 'a'ā sont juste débarrassées de leur couverture de gratons, laissant à nu les montées de lave. La falaise peut reculer rapidement en raison de la forte fissuration du matériel lavique, surtout lorsqu'il s'agit d'une accumulation de coulées pāhoehoe. Son démantèlement en blocs peut s'opérer de différentes façons que nous détaillerons dans le prochain chapitre.

CHAPITRE II – LA MORPHODYNAMIQUE DES FALAISES VOLCANIQUES

A. Les processus gravitaires sur les falaises

1. Les mécanismes déclencheurs
2. Les dépôts au pied des falaises : morphologie et interprétations
3. Différenciation des processus gravitaires sur les falaises volcaniques

B. L'évolution par genèse et destruction des grottes et arches littorales

1. Une forme élémentaire : la grotte marine
2. La genèse des arches littorales
3. La destruction des arches littorales et l'individualisation de pinacles rocheux

C. La destruction en gradins des falaises

1. Les plates-formes en escalier
2. Les sillons à amphithéâtre distal

D. La genèse de plates-formes d'érosion marine

1. Les différents types de plate-forme d'érosion marine à Hawaï
2. Les facteurs contrôlant la hauteur des plates-formes d'érosion marine à Hawaï
3. L'évolution des plates-formes en milieu littoral

Introduction

Les falaises sont, nous l'avons dit, la forme la plus commune sur les côtes volcaniques de l'archipel d'Hawaï, que celles-ci soient récentes ou non. Après la stabilisation du delta de lave, les coulées vont évoluer en falaise littorale sous la double action des agents marins et atmosphériques. Nous étudierons dans ce chapitre les dynamiques régressives, à moyen et long terme, des falaises volcaniques taillées dans des coulées d'une dizaine à plusieurs centaines de milliers d'années.

Pour cela, nous avons opté pour une approche naturaliste. Une étude minutieuse sur le terrain a permis de reconnaître des formes distinctes dans la morphologie des falaises, des plates-formes ou des dépôts. Une interprétation en a été donnée, nous permettant de déterminer les processus ayant cours sur les falaises volcaniques peu étudiées jusqu'ici. Nous étayerons notre démonstration d'exemples précis afin d'illustrer le propos et de justifier notre raisonnement. La compréhension de l'évolution de la morphodynamique a été rendue possible grâce à la comparaison de falaises taillées dans des coulées d'âge différent et l'étude diachronique de certaines portions de côte.

Ce cheminement nous a paru le plus adapté à la problématique choisie. L'observation directe des processus n'est pas possible puisque le recul est généralement instantané et ponctuel. L'éloignement du terrain ne permettait pas non plus un suivi régulier des côtes. L'approche modélisatrice, même si elle présente l'intérêt de pouvoir quantifier les processus, d'anticiper sur l'évolution future d'une côte et de repérer le rôle respectif de différents paramètres et leurs éventuelles relations (Sunamura, 1983, 1992 ; Budetta *et al.*, 2000 ; Trenhaile, 2000 ; Dickson *et al.*, 2004), reste quant à elle souvent théorique et est difficilement transposable dans d'autres contextes.

Les dynamiques à l'origine du recul de la falaise et de la genèse d'une plate-forme d'érosion marine sont multiples. Nous avons différencié quatre types d'évolution. La distinction s'effectue en fonction de la morphologie de la falaise :

- falaise subverticale lors d'un retrait par des processus gravitaires ;
- falaise entaillée de grottes marines et d'arches littorales par démantèlement basal ;
- falaise taillée en gradins par dépavage et délogement de blocs sur le replat sommitale ;
- falaise plus ou moins figée, évoluant par retouches ponctuelles, que nous n'aborderons pas ici.

Les processus gravitaires de versant, relayés par l'action marine à la base de la falaise, constituent les éléments majeurs de la morphodynamique des abrupts côtiers à Hawaï. Cependant, selon la structure des coulées, la hauteur de la falaise ou l'exposition aux houles du Pacifique, les processus morphogéniques peuvent être différents et mener à un

recul de la falaise moins linéaire, individualisant des formes de dimension moyenne comme les arches littorales ou les plates-formes en escalier (cf. figure 83). La morphodynamique d'une même portion de côte peut, par ailleurs, évoluer au cours du temps.

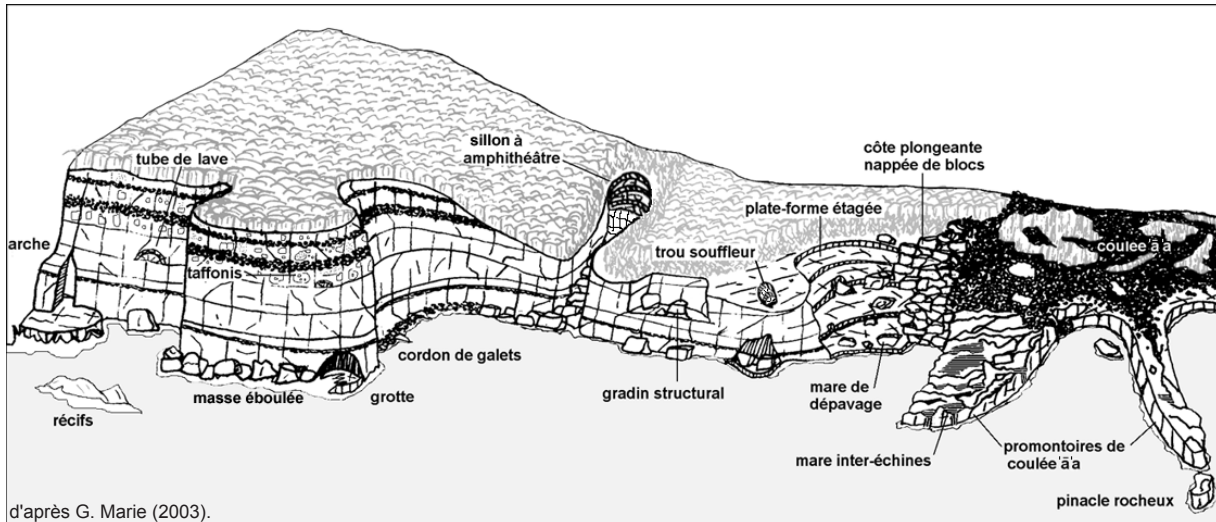


Figure 83 : Morphologie des falaises basaltiques d'Hawaï

Ces dynamiques mènent progressivement à l'individualisation d'une plate-forme d'érosion marine, rarement visible sur l'île d'Hawaï, dont nous décrivons les modalités de genèse et d'évolution dans la dernière section. Nous montrerons que sa position traduit l'efficacité des événements paroxysmaux.

A. Les processus gravitaires sur les falaises

L'action morphogénique des vagues provoque rarement à elle seule le recul des falaises marines. Elle est souvent l'élément déclenchant l'instabilité (Carter, 1988). Les falaises basaltiques n'échappent pas à la règle et évoluent en grande partie sous l'action de la gravité, bien que les processus soient souvent initiés par les agents marins. Après avoir détaillé les causes provoquant les mouvements gravitaires sur les versants maritimes hawaïens, nous nous intéresserons aux dépôts et aux indices qu'ils peuvent nous donner quant aux mécanismes qui sont à leur origine. Nous analyserons enfin les différents types de processus. L'ablation s'effectue par des chutes, en masse ou par éléments distincts, ou bien, éventuellement, par des glissements sur les falaises plus anciennes.

1. Les mécanismes déclencheurs

Les mouvements gravitaires responsables du recul des falaises basaltiques d'Hawaï sont étroitement liés à d'autres processus, subaériens ou marins, qui vont préparer le matériel rocheux ou le déstabiliser. Des événements ponctuels, tels les séismes, peuvent également déclencher les mouvements de terrain sur la paroi. Leur caractère instantané et brutal explique que nous ayons préféré les traiter dans le troisième chapitre consacré aux « crises morphogéniques ».

a) Les infiltrations d'eau et la météorisation

L'altération physico-chimique et éventuellement biologique fragilise, notamment par le biais des alternances humectation/dessiccation, les diaclases et micro-fissures de la roche, comme cela a été prouvé pour les falaises basaltiques d'Antrim en Irlande du Nord (Douglas *et al.*, 1994). La météorisation par l'eau d'infiltration d'origine continentale ou celle provenant de l'aspersion par les embruns et les paquets de mer participe donc au descellement des blocs, qui vont ensuite être évacués par les mouvements gravitaires. Un éboulement survenu entre l'été 2001 et l'été 2002 sur la falaise morte en arrière du delta de Ki'i a ainsi été sans doute déclenché par de fortes pluies. Nous avons en effet constaté un début de pédogenèse sur les gratons datant de plusieurs milliers d'années, signe d'un début d'altération le long des joints de la roche. Sur les falaises vives, notamment sur les grandes falaises pléistocènes, son intervention peut être décisive. La nature exacte des processus sera détaillée dans la troisième partie de cette thèse, étant donné que leur action morphogénique se traduit essentiellement par le façonnement de microformes qui retouchent les falaises et plates-formes volcaniques.

D'autre part, la pression hydrostatique de la nappe phréatique et les variations de son niveau au sein des falaises taillées dans des basaltes anciens et massifs ou les tufs palagonitiques de l'île d'O'ahu influent très certainement sur le déclenchement des mouvements gravitaires, notamment des glissements, comme cela a pu être montré sur d'autres types de falaises (Whalley, 1984 ; Flageollet, 1989 ; Hénaff *et al.*, 2002b). Dans les basaltes vacuolaires des coulées les plus récentes, la porosité importante de la roche limite ou inhibe ces phénomènes.

b) L'appel au vide et la décompression

Nous avons signalé la présence de fractures de distension en marge des deltas de lave inactifs, en partie créées par l'appel au vide (*cf.* Première Partie. Chapitre III. Section B.1). Des fractures sub-parallèles au trait de côte existent également au sommet de falaises taillées dans des roches plus anciennes, de l'ordre de plusieurs centaines à plus d'un millier

d'années (Marie, 2003). Leur profondeur et leur largeur sont bien moindres, et leur présence rare. Ces fractures sont, par ailleurs, souvent discontinues et parfois difficilement repérables en raison de la végétation ou de leur remplissage par des sédiments. Elles se trouvent le plus souvent entre un demi et quelques mètres de la falaise, mais elles peuvent parfois être plus éloignées. Ainsi, à l'est de Ka'ena Point, sur la côte méridionale de Puna, nous avons relevé une fissure profonde d'environ 3 m à 17 m de la falaise, dans une coulée émise il y a 800 à 450 années.

Plusieurs phénomènes expliquent leur présence. La fissuration de la roche est bien sûr un élément déterminant dans leur formation. Ainsi, les fractures en bordure de falaise sont plus fréquentes sur les coulées de morphologie pāhoehoe que sur celles de morphologie 'a'ā, au cœur plus massif. Certaines fractures sont, par ailleurs, d'origine structurale lorsqu'un tumulus (dôme fissuré) se trouve en bordure de falaise. L'appel au vide sur la paroi de la falaise peut, par gravité, induire le léger décollement d'un pan de falaise, synonyme de nouvelles discontinuités en surface ou d'écartement des diaclases existantes. Sur plusieurs sites du sud de Puna, les fractures apparaissaient lorsque la falaise dépassait une certaine hauteur : 5 m à Lililoa, 6 m à Maona Hauae ou 10 m à Mackenzie Park. Ceci prouve le rôle prépondérant joué par l'appel au vide dans leur création. Ces grandes fractures subverticales en bordure de la falaise peuvent ensuite borner les mouvements gravitaires, qu'il s'agisse de chutes verticales ou de basculements. Nous avons, par exemple, observé des débris, provenant probablement du basculement d'un pan de la falaise fossilisée par la banquette de lave de Wilipe'a construite en 2002. Le site est trop éloigné de la côte pour que l'action marine intervienne et le mouvement a sûrement été déclenché par le simple appel au vide.

La décompression d'une face rocheuse, soudainement libérée de toute contrainte après un mouvement de masse sur la falaise, est également un facteur éventuel de fracturation. Les modelés d'exfoliation engendrés par cette détente du matériel rocheux sont généralement parallèles à la surface exposée (Whalley, 1984). Ce processus, connu sur certains flancs de hautes montagnes, pourrait se produire sur les grandes falaises basaltiques, comme cela a déjà été évoqué pour d'autres mégafalaises (Guilcher, 1966).

c) L'attaque des vagues

Le déferlement permanent des vagues sur la falaise fragilise le matériel rocheux. A force de chocs répétitifs ou lors d'un épisode particulièrement intense, l'énergie délivrée par la vague peut dépasser les forces de cohésion et de frottement de la roche¹⁰. Il y a alors déclenchement d'un mouvement gravitaire par chute d'éléments indépendants ou en masse le long de l'abrupt côtier. Nous avons esquissé cette action des vagues dans la première

¹⁰ $f_w > f_r$ pour T. Sunamura (1983), où f_w = *assailing force of waves* et f_r = *resisting force of cliff material*

partie consacrée aux deltas de lave (*cf.* Chapitre III. Section C.1.a.), nous reviendrons ici sur les différents processus.

Le martèlement permanent de l'eau à la hauteur du niveau moyen de la mer engendre des pressions hydrostatiques considérables sur la roche, la fragilisant au niveau de ses joints internes. A Hawaï, les vagues déferlent généralement en volutes (*plunging breaker*) quelques décimètres au-dessus du niveau de la mer, libérant une énergie considérable au point d'impact. Des expérimentations en laboratoire ont montré que, pour ce type de déferlement, la force compressive du choc dominait, alors qu'en cas de déferlement déversant ou gonflant, les forces de cisaillement étaient les plus efficaces (Sunamura, 1975 ; Carter, 1988). Les pressions énormes peuvent atteindre plusieurs dizaines de tonnes au m² (Zenkovich, 1967) provoquant l'ébranlement des parois rocheuses. L'effet de vibration peut, par ailleurs, être amplifié par un phénomène de résonance. Nous avons pu mesurer sur le terrain l'impact que pouvait avoir les coups de boutoir des vagues. Il était ainsi parfois possible de ressentir le choc à 5 m du bord de la falaise dans des conditions d'agitation ordinaires. H. Tsujimoto (1987 *in* Sunamura, 1992) a démontré que la force compressive exercée par les vagues lorsqu'elles déferlent sur la falaise dépend largement de la profondeur de la nappe d'eau à proximité du trait de côte. Ceci explique que les côtes méridionales de l'île d'Hawaï soient extrêmement battues, l'accrore plongeant, on l'a dit, très rapidement à des profondeurs importantes.

Outre son rôle dans le déclenchement des processus gravitaires sur l'abrupt côtier, le choc de la crête de la vague plongeant sur la roche est capable de déloger des blocs de la falaise, ce qui peut favoriser la déstabilisation de celle-ci, ou démanteler sa base (*cf.* Section B.1.a.). Les coups de bélier sont, en effet, susceptibles de déplacer des blocs pré-fissurés. Une fois que la vague a déferlé, le flux peut être redirigé vers le sommet de la falaise, provoquant un jaillissement vertical qui pousse les éléments vers le haut (Guilcher, 1954). Lorsque le déferlement s'effectue sur une plate-forme, le jet de rive engendre également des turbulences susceptibles de déloger des blocs (*cf.* Section C.1.a.).

L'air comprimé entre la vague déferlante et la surface rocheuse s'insère dans les fissures. La pression résultante et l'effet de succion lors de son retrait provoquent la propagation et l'interconnexion des fractures, par fragilisation, évasement et expulsion des éléments mobiles. Cette alternance de compressions/ décompressions peut permettre le délogement de blocs (*quarrying*) mais également fragiliser l'ensemble du matériel dans les basaltes vacuolaires par pression dans les pores de la roche. Ceci a été mis en évidence en plusieurs endroits de la côte de Kona, entre Keāhole Point et la baie de Pawai, où nous avons constaté une ébullition en surface à chaque déferlement, en raison de la remontée d'air dans le basalte vacuolaire et son mélange avec l'eau interstitielle ou l'eau contenue dans les dépressions. Le tampon d'air provoquant cette effervescence en surface s'explique probablement par la présence d'une grotte sous-marine sous la plate-forme.

La cavitation, qui correspond à la formation de bulles d'air lorsque la pression de l'eau devient inférieure à la tension de la vapeur, peut également fragiliser la roche. En effet, les cavités gazeuses au sein du liquide peuvent reprendre brusquement leur forme liquide initiale lorsqu'elles reviennent dans des zones de pression plus élevées. La variation brutale du volume du liquide imprime alors de petits coups de marteau sur la roche, dont la répétition fait trembler les parois. Ce processus, peu étudié, est probablement efficace dans la fragilisation des anfractuosités de la roche lorsque l'eau s'y insère.

En plus de leur action hydraulique, les vagues peuvent avoir une action mécanique lorsqu'elles sont chargées en particules solides. Le mitraillage de la paroi rocheuse par les produits de l'érosion passée peut provoquer son ébranlement, surtout lorsqu'ils sont grossiers. Les éléments projetés participent également à l'érosion de la falaise par abrasion. Ce sapement de la base de la falaise est probablement plus efficace que sur d'autres types de roche, puisqu'il permet parfois la création d'encoches d'abrasion sur les basaltes, vacuolaires ou non, particulièrement sur les coulées de lave les plus récentes (*cf.* photos 50, 59a et 60a). Certaines encoches sont sculptées par l'abrasion différentielle de brèches basales, notamment sur les coulées 'a'ā, ou le long de discontinuités structurales (photo 51). A l'inverse, nous avons relevé dans la baie d'Onomea (côte d'Hāmākua-Hilo), une encoche d'abrasion dont le visor était constitué de brèches sommitales lithifiées. La mise en surplomb de la partie sus-jacente n'entraîne pas automatiquement son effondrement, mais la rend plus vulnérable aux processus marins et gravitaires.

En dehors des sites où existent des petits fonds (fonds de baies, platiers rocheux et récifs frangeants des îles plus anciennes), le déferlement s'effectue, en temps ordinaire, à proximité immédiate du trait de côte, voire directement sur la falaise. La plupart des auteurs s'accordent pour affirmer que l'efficacité maximum des vagues se situe dans la partie haute de l'espace intertidal (Guilcher, 1954 ; Sunamura, 1983 ; Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1991 ; Paskoff, 1998), qui correspond donc généralement à la base de la falaise. Par ailleurs, en raison du faible marnage, la vague déferle approximativement toujours au même endroit à Hawaï, ce qui améliore la capacité d'érosion. Seules les tempêtes produisent des vagues plus puissantes qui atteignent un niveau plus élevé sur la falaise, mais rarement supérieur à 6 m. Il est néanmoins difficile, à ce stade du raisonnement, de savoir qui, de la répétition de chocs journaliers ou d'un épisode tempétueux extraordinaire, joue le plus grand rôle. Il est probable que le premier n'intervient que dans la fragilisation du matériel, le second pouvant déloger des blocs (*cf.* Chapitre III. Section A.3.).

Même si le déferlement des vagues sur la falaise ne participe pas toujours directement à son recul, son action est primordiale pour comprendre le déclenchement des dynamiques gravitaires. Il s'agit d'un système morphogénique dans lequel les deux familles de processus sont en interaction, puisque les mouvements de terrain sur la falaise peuvent limiter l'impact des déferlements par les dépôts qu'ils induisent (figure 84).

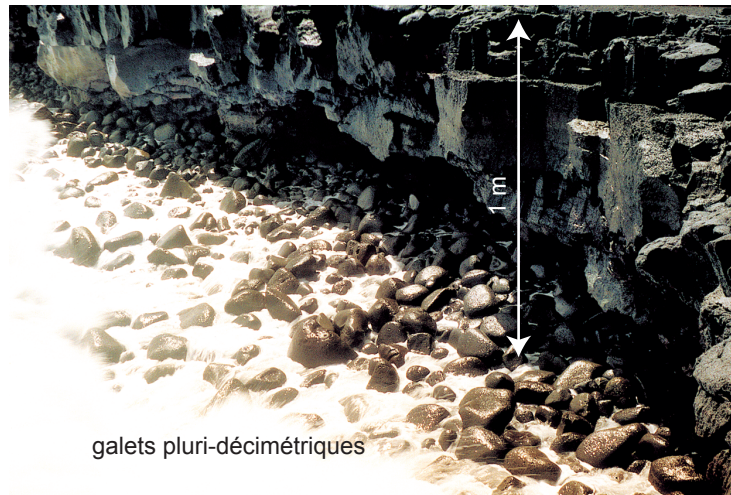


Photo 50 : Encoche d'abrasion profonde d'1 à 1,5 m au pied du delta de Ki'i construit en 1990

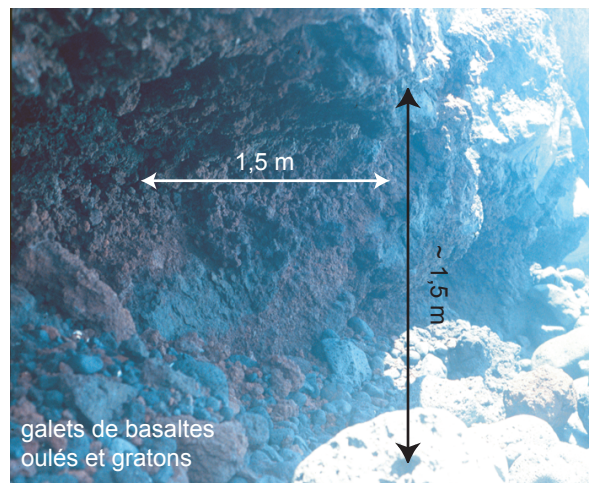


Photo 51 : Encoche formée par abrasion des brèches basales sur la coulée de 1955 de Keekee (sud de Puna)



Photo 52 : Détails de blocs au pied de la falaise à proximité de la nouvelle plage de Kalapana, dans une falaise datant de 1990

Notez l'hétérogénéité des dépôts : blocs métriques angulaires, légèrement retouchés par l'abrasion marine dans la partie distale, galets décimétriques et graviers centimétriques, basalte vacuolaire ou massif. Les blocs les plus grossiers se trouvent à proximité de la falaise, dénotant la faible énergie cinétique acquise lors du mouvement.

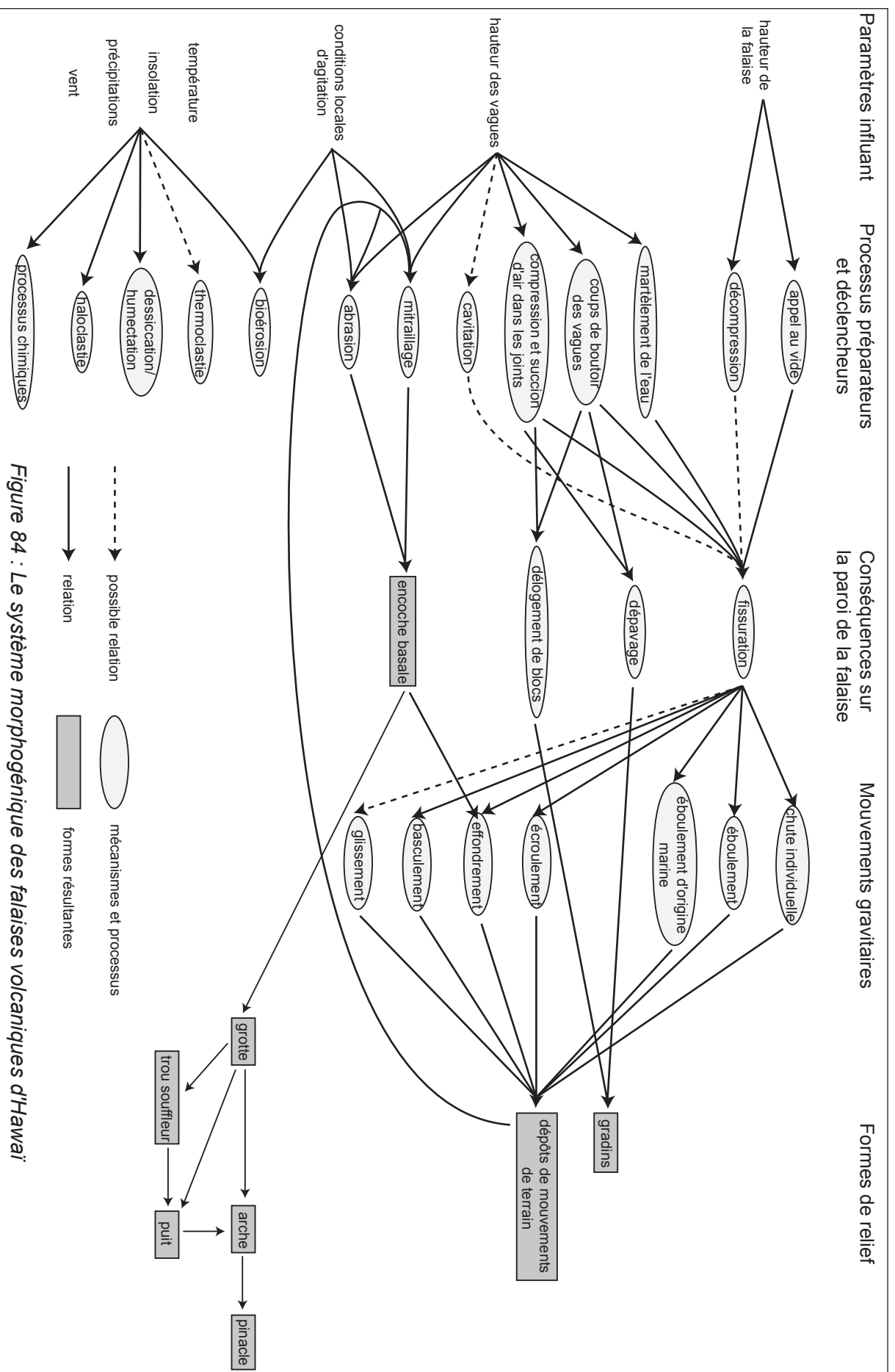


Figure 84 : Le système morphogénique des falaises volcaniques d'Hawaï

2. Les dépôts au pied des falaises : morphologie et interprétations

Le terme d'éboulis est à éviter puisqu'il fait référence à la fois au dépôt et à un élément constitutif de ce dépôt (Marre, 1998). Dans le premier cas, il correspond, par ailleurs, à une accumulation de blocs ou de pierres mis en place par gravité au pied d'un escarpement et avec classement (Derruau, 1988 ; Coque, 1993). Or le classement des débris n'existe pas toujours. Mieux vaut donc utiliser le terme de dépôt ou de masse éboulée.

Nous analyserons tout d'abord la morphologie des dépôts observés sur le terrain, afin d'en dégager des enseignements concernant leur âge et leur récurrence, l'ubiquité des processus et la nature de ceux-ci, ainsi que leur rôle supposé de barrière topographique.

a) La morphologie des masses éboulées

Le pied des falaises taillées dans des coulées de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années est très souvent encombré de matériaux de grande taille tombés de l'abrupt côtier, particulièrement lorsque ce dernier est composé de coulées de lave pāhoehoe. La quasi-ubiquité des dépôts montre que les processus gravitaires sur la falaise, bien que s'effectuant de manière ponctuelle, touchent l'ensemble du trait de côte, entraînant son recul. Les dépôts semblent parfois plus nombreux en contrebas des caps, signe de la régularisation du trait de côte.

En raison de l'ennoiement de la falaise consécutive à l'élévation du niveau marin, les blocs se trouvent souvent en domaine intertidal, voire infralittoral, et sont difficilement observables dans leur totalité. Par exemple, à Noio Point, sur la côte de Kona, où la falaise a été presque entièrement ennoyée, les blocs sont figés 4,5 m sous le niveau de la mer. L'absence d'affleurements rocheux ne signifie donc pas automatiquement qu'il n'y a pas eu de recul récent.

Les blocs, cubiques ou parallélépipédiques, se disposent en amas, enchevêtrés les uns sur les autres, en différents points du trait de côte. On les trouve parfois de manière isolée, en raison de leur dispersion après la chute ou de processus gravitaires mettant en jeu les blocs individuellement. Ils sont la plupart du temps métriques, mais on trouve également des blocs d'une cinquantaine de centimètres ou de plus d'1,5 m de grande longueur (Marie, 2003). Leur masse est donc généralement comprise entre plusieurs centaines de kg et une dizaine de tonnes, en utilisant la densité à sec mesurée sur les échantillons prélevés, variant entre 1,4 g/cm³ pour les basaltes vacuolaires et 3,2 g/cm³ pour les basaltes massifs. Les méga-blocs de 4 m de grande dimension observés à l'est de Mackenzie Park, au sud de Puna, ont eux une masse de plus de 100 t. Sur la côte au vent de l'île d'Hawaï, la taille des dépôts observés en contrebas des falaises est généralement plus réduite, en raison de la moindre exposition aux vagues. Après leur chute, les blocs sont à l'origine plus

hétérométriques (photo 52), mais les éléments les plus fins ont été mobilisés par la dérive littorale et les courants côtiers.

b) Une évolution différenciée des masses éboulées selon l'âge de la falaise

Les faces des blocs sont le plus souvent lisses et planes, parfois légèrement courbées, ceci en fonction de la forme des diaclases qui les délimitaient. On a remarqué à l'ouest de Leleiwi Point, près de Hilo, des blocs fissurés probablement lors du choc après leur chute de la falaise, mais les facettes recoupent le plus souvent le diaclasage interne de la roche. Le degré d'émoussé des arêtes est généralement très faible. Cela ne s'explique pas nécessairement par un mouvement récent car la re-mobilisation de ces blocs est souvent difficile, tout comme leur attrition (*cf.* photos 53). On observe même la colonisation par la végétation du sommet des masses éboulées ou glissées le long des falaises d'Hāmākua-Hilo. Seuls des événements extrêmes comme les fortes tempêtes et les tsunamis peuvent les déplacer. Dans les secteurs particulièrement battus, la mobilisation des débris et leur attrition peuvent néanmoins être rapides (*cf.* photos 54).

Les dépôts en contrebas des deltas de lave récemment éteints sont habituellement plus aisément détruits et déplacés, comme cela avait déjà été remarqué à Surtsey (Norrman, 1980). Des mouvements gravitaires se déclenchent, en effet, dès les premières années d'existence des deltas de lave. Le matériel, encore mal consolidé, est rapidement disloqué et transformé en galets, longs parfois de seulement quelques décimètres. On peut mentionner comme exemple l'émoussé des débris en avant de la marge occidentale de la banquette de Lae'apuki acquis en une année environ (*cf.* photo 36, à comparer avec la situation antérieure sur les photos 24a et 24b et la figure 62). Les produits de l'érosion des deltas de lave inactifs depuis peu sont également plus rapidement dispersés de par leur attrition.

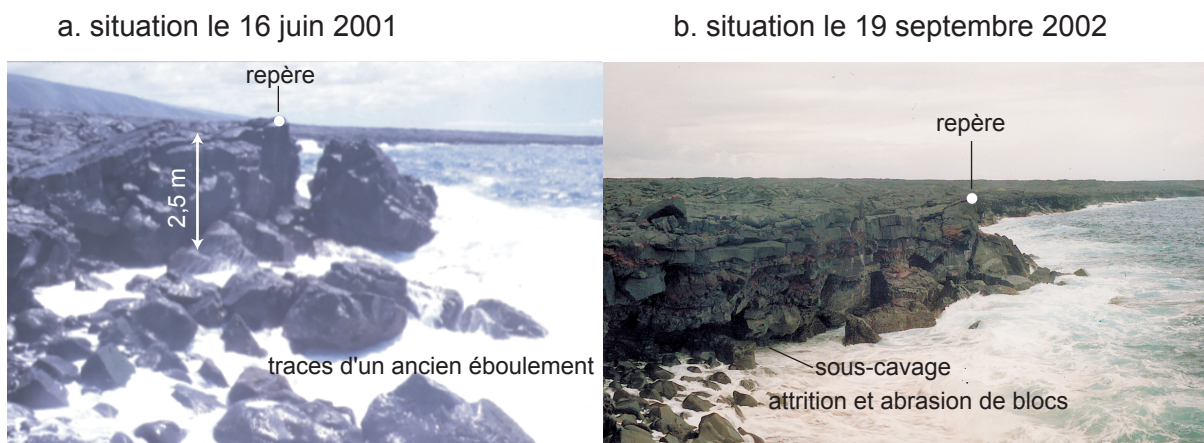
La corrélation est pourtant difficile à établir entre l'âge de la falaise et les volumes ou la morphologie des dépôts. On remarque ainsi souvent très peu de différences entre les falaises de banquettes d'une dizaine d'années et celles beaucoup plus anciennes. C'est, par exemple, le cas de part et d'autre d'Hākuma Point (coulées de 1990 et de 150 000 à 10 000 ans BP), la densité des blocs étant peut-être légèrement inférieure sur la coulée récente, mais de manière peu flagrante. En revanche, entre Wilipe'a Est et Highcastle, les dépôts, avant leur recouvrement par des coulées de lave en 2002, étaient moins nombreux au pied de la falaise taillée dans des coulées de plusieurs centaines d'années, que sur les falaises plus basses des deltas de lave récents. La hauteur de la falaise, atteignant une vingtaine de mètres, aurait pourtant pu faciliter les mouvements gravitaires.

Ces différences s'expliqueraient par des mouvements plus nombreux sur les falaises plus récentes mais, de manière générale, plus rapidement détruits et mobilisés. Au bout de plusieurs années, le matériel rocheux devenant plus résistant à l'attaque marine, les



Photos 53 : Evolution des blocs en marge d'un cap à l'ouest de Kaimu dans une coulée de 1990

Notez la faible dispersion des débris grossiers et le début de colonisation par *Hydrolithon onkodes*. Il est possible que les galets plus grossiers aient été temporairement déplacés (ils étaient présents en septembre 2002).



Aucune évolution n'a été repérée en juillet 2003.

Photos 54 : Evolution d'un bloc basculé en bordure du delta de Kealakomo, construit en 1972

Il pourrait s'agir soit de blocs éboulés ou effondrés de la falaise soit de la relique d'une ancienne coulée disloquée par l'action marine.

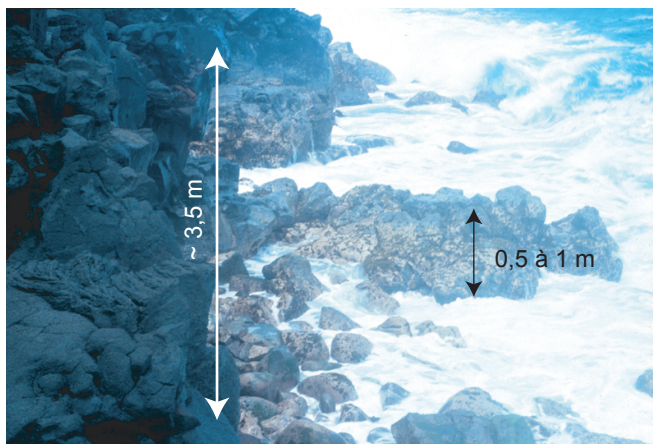


Photo 55 : Blocs en avant de la falaise à l'est de Keekee formant une plate-forme disloquée

mouvements sont moins fréquents, mais les masses éboulées résistent mieux à l'assaut des vagues.

c) Le faible effet protecteur de la masse éboulée au pied de la falaise

Les blocs constituent une protection à la base de la falaise. Ils assurent, en effet, une forte dissipation de l'énergie des vagues. Des expérimentations ont montré que le déferlement des vagues passait du type plongeant (en volutes) au type déversant par l'accumulation de débris en avant de la falaise, diminuant la vitesse d'érosion (Sunamura, 1976). Cependant, les blocs n'étant que partiellement émergés, ils ne peuvent totalement protéger l'abrupt côtier, notamment lors de tempêtes. Il est même possible que la rugosité des dépôts provoque alors des turbulences au sein de la masse d'eau, renforçant les contraintes de cisaillement. En dehors de ces épisodes paroxysmaux, la falaise reste d'ailleurs toujours vive puisque la mer reste en contact direct avec l'escarpement. Le recul de la falaise ne nécessite donc pas forcément la disparition des amas en avant de celle-ci, même si leur dispersion doit renforcer le potentiel érosif des vagues. Contrairement à de nombreuses autres falaises à travers le monde (Guilcher, 1954 ; Bird, 1984 ; Guilcher, 1984 ; Carter, 1988 ; Sunamura, 1992), l'accumulation sédimentaire au pied des falaises volcaniques d'Hawaï n'est pas forcément un paramètre déterminant dans le retrait de la falaise en raison de son ennoisement permanent.

d) La présence d'algues encroûtantes, non synonyme d'ancienneté du dépôt

Les blocs sont d'autre part souvent couverts d'algues encroûtantes calcaires roses ou grises qui peuvent suggérer une inactivité de la falaise. La plus commune, *Hydrolithon onkodes*, est rose clair et est caractéristique du milieu à marée basse (Hoover, 1998). Ces algues s'installent rapidement puisqu'on les retrouve sur une partie des blocs partiellement immergés en avant du delta de Kaimū, construit en 1990 (cf. photo 53b). Il est peu probable que ces blocs constituent un stock ancien puisque le trait de côte s'est avancé ici d'environ 1 km (cf. *supra*). La base de la falaise dans l'étage médiolittoral n'est pas encroûtée car elle ne constitue pas l'habitat privilégié de ces algues coralliennes. Ces colonies ont, en outre, tendance, semble-t-il, à s'installer préférentiellement sur les sites plus exposés, comme nous l'avons constaté sur la coulée de Malama de 1790 au sud de Puna, avec un gradient croissant de la couverture algale des sites abrités vers les caps plus exposés.

La banquette de Wilipe'a Est constitue un autre exemple de la rapidité d'installation de *Hydrolithon onkodes*. Dès 2001, soit six ans après la genèse de la plate-forme, la masse éboulée commençait à être colonisée. En domaine infralittoral, le développement est encore plus rapide, comme en témoignent les observations de G.A. Macdonald et J.P. Eaton (1964)

qui ont trouvé des algues déjà abondantes avec des patelles et des escargots de mer, sous la zone de battement des marées du delta de lave de la coulée de Kehena, et ce, en juin 1955, soit deux mois après la fin de l'activité. Ces algues coralliennes préparent l'installation de colonies coralliennes (Hoover, 1998). Dix-huit mois seulement après l'arrivée de la coulée de 1969 dans l'océan à l'ouest de Kahue Point, les observations sous-marines ont, par exemple, montré la présence de colonies de corail (*P. meandrina*) sur la surface des coulées (Moore *et al.*, 1973). La présence d'algues encroûtantes sur les dépôts en contrebas d'un abrupt côtier n'indique donc pas forcément une falaise figée, mais un recul qui peut n'être ancien que de quelques années.

e) Le cas des blocs formant une banquette en avant de la falaise

Les blocs en avant des falaises de quelques centaines d'années sont parfois pratiquement soudés les uns aux autres, composant une sorte de plate-forme littorale sur quelques mètres de large et de long (photo 55). Il peut s'agir soit d'une banquette dégagée par l'érosion, à la faveur de discontinuités structurales par exemple, et qui s'est ensuite petit à petit disloquée par approfondissement et élargissement des diaclases, soit d'une masse éboulée tombée de la falaise. Dans le premier cas, on devrait constater une continuité avec la falaise, mais, en raison de l'encroûtement calcaire et des conditions d'agitation à la base de la falaise, la relation n'est pas toujours observable. Dans le second, la dispersion des blocs après la chute a été limitée en raison d'un mode de propagation en grande masse, la dislocation du matériel étant postérieure à la chute, ou d'une faible hauteur de la falaise (énergie cinétique réduite). Les gros blocs se sont ensuite dessoudés progressivement suite à l'action de la mer à la base de la falaise.

f) Implications de la hauteur de la falaise sur la quantité de blocs

Le lien entre la hauteur de l'escarpement et la quantité de blocs à son pied est délicat à éluder. Il semble que la hauteur de la falaise ne soit pas un facteur discriminant pour le déclenchement d'un mouvement gravitaire. Les dépôts paraissent, en effet, parfois plus nombreux en contrebas des falaises basses comme dans le cas des deltas de lave récemment éteints déjà évoqué ou de certaines falaises taillées dans des coulées d'une dizaine à plusieurs centaines d'années. Cependant, la réalité est la plupart du temps plus confuse, ce qui ne nous permet pas de généraliser cette observation. Il est pourtant certain que l'appel au vide ne joue qu'un rôle négligeable pour les falaises inférieures à quelques mètres, mais la pression des vagues, qui s'étend sur l'ensemble de l'abrupt, peut compenser ce défaut d'instabilité.

3. Différenciation des processus gravitaires sur les falaises volcaniques

Les processus gravitaires qui sculptent la falaise et provoquent son retrait peuvent être, pour la plupart, regroupés, au sein des mouvements de terrain (*landslides*), dans la famille des chutes. L'eau n'intervient pas dans le mouvement, contrairement aux écoulements et aux glissements. Ces derniers ne sont actifs que sur les falaises plus anciennes dont la roche a été ameublie par altération et pédogenèse ou possède des horizons de roche meuble (cendres ou tufs).

Plusieurs types de chutes peuvent être différenciés, en fonction de la cinématique du mouvement, du volume des masses en jeu et de leur mode de propagation (éléments indépendants ou en grande masse). Le mouvement gravitaire peut, tout d'abord, se réaliser par une chute individuelle de fragments rocheux sur la paroi. Lorsque la chute affecte simultanément une masse importante de matériaux sur la falaise, quatre types de processus sont possibles :

- l'éboulement, avec fragmentation lors de la chute et étalement des dépôts ;
- l'écroulement, lorsque le mode de propagation s'effectue en grande masse, sans fracturation ;
- l'effondrement, lorsque la chute est consécutive à une mise en surplomb ;
- le basculement, lorsque le mouvement s'effectue le long d'une fracture et par un mouvement de translation.

Enfin, les glissements nécessitent la présence d'eau pour que la masse rocheuse se déplace le long d'une surface de rupture. Ces différentes dynamiques ne sont pas circonscrites dans le temps ou dans l'espace, un même secteur pouvant alternativement connaître tel ou tel processus gravitaire.

La terminologie utilisée dans la littérature n'est pas toujours absente de contradictions. Nous tenterons donc de préciser la nature des mouvements sur les falaises volcaniques et leurs différences (figure 85). L'interprétation des dépôts observés n'a pas toujours été aisée. Nous n'avons, en effet, assisté qu'à de très rares mouvements de terrain sur les falaises volcaniques lors de nos recherches à Hawaï.

Seules les falaises basaltiques seront étudiées ici, le recul des falaises taillées dans des tufs palagonitiques s'effectuant principalement par délogement de gros blocs et corrosion littorale. Quelques masses éboulées ont néanmoins été observées au pied des falaises ou sur les plates-formes d'O'ahu, prouvant l'existence de mouvements gravitaires sur de telles falaises.

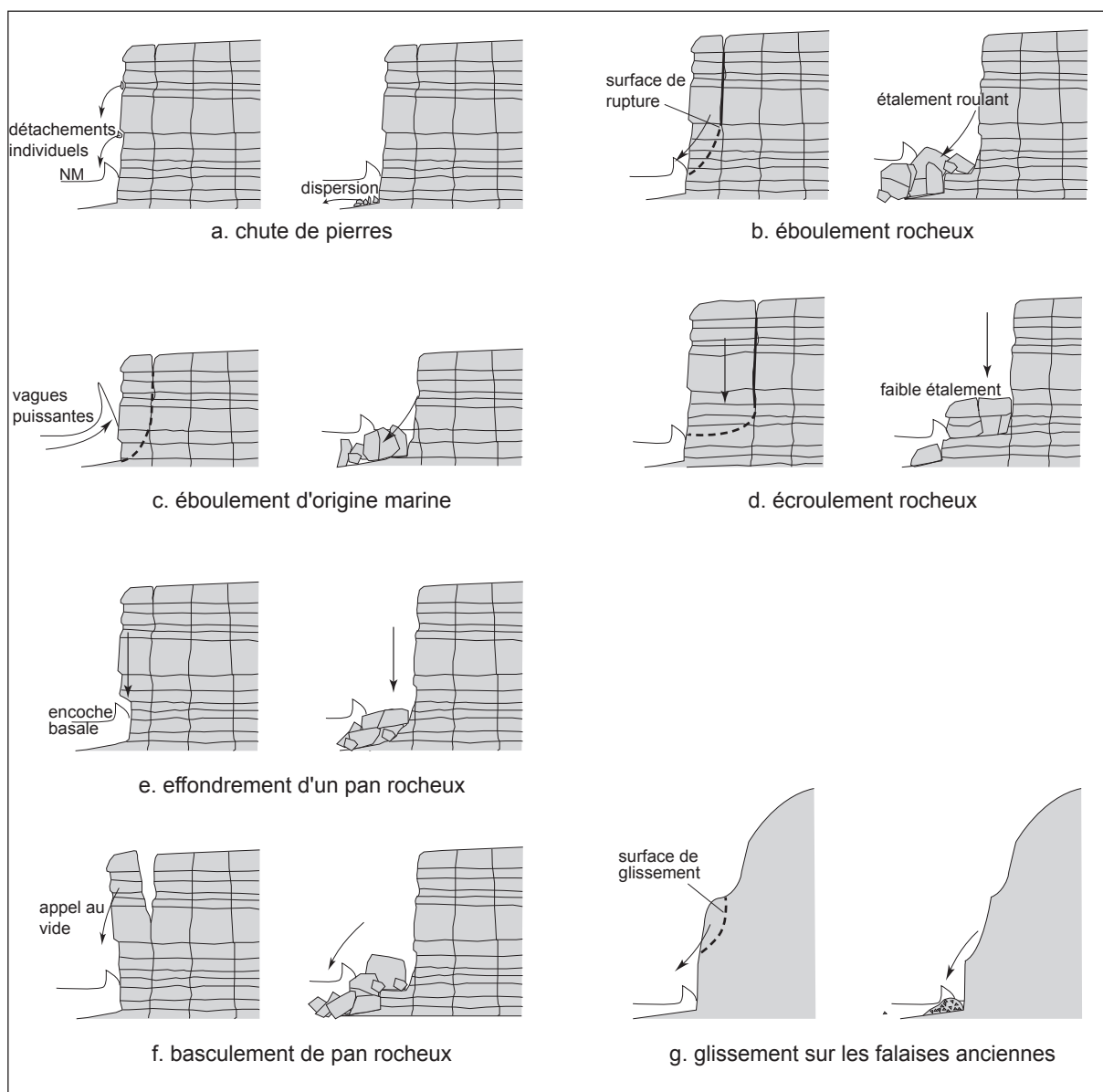


Figure 85 : Les différents processus gravitaires affectant les falaises basaltiques d'Hawaï

a) Les chutes de pierres et de blocs

Il s'agit d'un processus individuel de détachement d'un fragment de l'abrupt côtier suite à une déstabilisation localisée, causée par l'un des processus décrits dans la sous-section 1 (cf. photo 40). La chute peut éventuellement être déclenchée par la combinaison de plusieurs de ces actions. Ce processus semble être particulièrement sensible aux variations environnementales (Zenkovich, 1967 ; Douglas, 1980). Selon la taille des éléments, on parlera de chute de pierres (< 25 cm et/ou < 1 dm³) ou de chute de blocs (> 25 cm et/ou > 1 dm³). Si les chutes se poursuivent au même endroit, elles alimentent un cône d'éboulis qui est rapidement dispersé par l'action des vagues.

On utilise parfois le mot « éboulisation » pour caractériser ces mouvements. Mais ce terme désigne « l'ensemble des processus allant de la fragmentation des roches aux divers remaniements qui suivent les premières phases » (Marre, 1998) et est donc à éviter, d'autant plus qu'il ne mène rarement, voire jamais, à la formation d'un tablier d'éboulis à Hawaï.

L'efficacité des chutes de pierres et de blocs est prouvée par la présence sur certaines portions de falaises, notamment les plus récentes taillées dans des coulées de quelques centaines d'années, d'un profil crénelé en raison de l'excavation de fragments rocheux. Il est néanmoins possible que certains d'entre eux aient été emportés par les coups de boutoir des vagues. Ces chutes ponctuelles et indépendantes les unes par rapport aux autres n'ont qu'une action de retouche sur l'abrupt côtier, même si elles sont fréquentes. Ainsi, à la base des très grandes falaises comme celle de Na Pali à Kaua'i, des côtes septentrionales de Moloka'i et Maui ou de la côte d'Hāmākua, on observe une constante pluie de fragments de roche altérée (Moberly *et al.*, 1963). Ce processus prépare également la paroi à d'autres chutes plus spectaculaires, en créant un déséquilibre ou une mise en surplomb.

b) Les éboulements

Les coups de boutoir des vagues et la gravité peuvent déclencher l'éboulement d'une portion de falaise limitée, en partie ou totalement, par une fracture interne de la roche : fracture de distension ou de gravité, diaclase ou, éventuellement, faille (photos 56 et 57). La masse en mouvement subit une désagrégation clastique au cours de la translation. Les différents éléments en transit n'ont pas d'interactions entre eux et leur mode de propagation reste indépendant : chaque bloc a sa propre trajectoire. Les blocs s'étalent au pied de l'abrupt côtier en fonction de l'énergie cinétique acquise lors de la chute. Les fragments les plus volumineux sont donc emportés plus loin que les petits blocs (Marre, 1998 ; Hénaff *et al.*, 2002a). Pour J.-P. Pinot (1998), la masse éboulée reste désordonnée, mais ses observations concernaient des dépôts de falaises meubles, peu cohérents et moins lourds, générant donc moins de d'énergie cinétique. Il se trouve qu'à Hawaï, le mouvement est néanmoins freiné par la nappe d'eau au pied de la falaise plongeante qui ne permet pas une grande dispersion du dépôt et limite son classement, surtout lorsque l'escarpement est réduit.

En effet, lorsque la hauteur de l'abrupt côtier est faible, de l'ordre de quelques mètres, l'efficacité de la gravité dans la chute des matériaux et leur fragmentation est incertaine (*cf.* photo 52). Dans ce cas, le démantèlement de la falaise peut être imputé, partiellement sinon totalement, à l'effet de succion lors du retrait de la vague. Il ne s'agit donc pas, à proprement parler, d'une chute mais de l'étalement d'un pan rocheux en avant de la falaise suite à son morcellement par les chocs des vagues. Le mouvement est probablement initié par un coup plus important qui libère les tensions le long d'un axe de fracturation principal subvertical. En raison du faible effet d'entraînement, les dépôts les plus grossiers ne se déplacent pas loin



Photo 56 : Eboulement massif de la partie sommitale de la falaise, haute d'une vingtaine de mètres, entre Lae'apuki et Kamoamoa, survenu récemment (21 juillet 2003)

Le cône de débris est peu étalé en raison de l'origine sommitale du matériel.

Noter ci-dessous le classement des débris. Les niveaux inter-basaltiques altérés ont pu favoriser la déstabilisation des matériaux.



Photo 57 : Eboulement ancien en partie colonisé par la végétation au sud de la baie d'Ho'okena (Kona Sud) en septembre 2002



Photo 58 : Ecroulement ou effondrement d'un pan rocheux à Ki'i le 16 septembre 2002

de la falaise contrairement à un éboulement classique. Nous proposons le terme d'éboulement d'origine marine pour ce mouvement incomplètement gravitaire, mineur par les volumes mobilisés, mais fréquent et efficace dans le « grignotage » de la falaise par l'océan.

La plupart des dépôts observés en contrebas des falaises basaltiques d'Hawaï ont été interprétés comme étant le produit d'éboulements. Leur fragmentation est, en effet, probablement consécutive à la chute et non postérieure. Le volume mobilisé reste, par ailleurs, relativement modéré, ce qui est caractéristique des éboulements. Enfin, la nature du matériel mis en mouvement, fortement diaclasé, favorise son morcellement et limite donc la possibilité d'un mouvement en grande masse.

c) Les écroulements

Le passage à l'écroulement nécessite un volume total beaucoup plus important, supérieur à 10 000 m³, et des blocs plus volumineux, de plus de 2 m de grande longueur (Marre, 1998). Pour certains auteurs, l'écroulement ne nécessite pas le mouvement d'une masse considérable qui peut, au contraire, être moins volumineuse que pour les éboulements (Flageollet, 1989 ; Hénaff *et al.*, 2002a). Les interactions entre les différents éléments induisent un déplacement en grande masse par faible dissipation de l'énergie. Le pan de falaise s'effondre sur lui-même et la dispersion de la masse écroulée au pied de l'escarpement reste limitée avec un faible fractionnement. Contrairement aux éboulements, les blocs ne subissent pas de classement puisque la masse conserve en partie sa structure originelle.

La distinction entre éboulement et écroulement n'est pas toujours très nette, le passage de l'un à l'autre s'effectuant progressivement. Certains auteurs ne différencient d'ailleurs pas les processus, si ce n'est parfois en ce qui concerne le volume des dépôts. La cinétique du mouvement est pourtant clairement différente. On constate également un manque de précision de la terminologie anglo-saxonne qui utilise, le terme *rockfall* pour les deux processus, lorsqu'il s'agit d'un matériau cohérent (Zenkovich, 1967 ; Whalley, 1984 ; Sunamura, 1992 ; Marre, 1998 ; Hénaff *et al.*, 2002a). De plus, il y a parfois confusion entre l'écroulement et l'effondrement, qui nécessite une mise en surplomb. Le terme anglais *collapse*, signifie aussi bien effondrement qu'écroulement. Certains auteurs francophones utilisent d'ailleurs également le terme d'effondrement pour décrire un écroulement (Pinot, 1998), d'autres celui d'éboulement pour un effondrement (Paskoff, 1998). Il est vrai que l'écroulement est commandé par un mouvement vertical du pan rocheux sur lui-même. En cela, il peut s'apparenter à l'effondrement, même si celui-ci nécessite généralement une cavité sous-jacente.

L'existence de tels mouvement n'est pas certaine sur les falaises volcaniques d'Hawaï. Leur occurrence est plus probable sur les grandes falaises pléistocènes que sur les abrupts

côtiers modérés des volcans Kīlauea et Mauna Loa ou de la côte sous le vent. Les roches moins diaclasées et plus massives, donc plus cohérentes, sont, d'autre part, plus favorables à ce type de mouvement gravitaire. La présence de plates-formes composées de blocs disloqués est un indice d'un possible écroulement, mais d'autres hypothèses plus vraisemblables ont été avancées pour les expliquer (*cf.* sous-section 2.e.).

D'autres dépôts pourraient être interprétés comme consécutifs à un écroulement. En effet, la structure semble parfois avoir été conservée, la partie sommitale de la falaise étant maintenue à l'horizontale au pied de l'escarpement. Il peut, dans ce cas, également s'agir d'un effondrement, comme dans l'exemple présenté sur la photo 58. Nous avons, par ailleurs, été le témoin, à distance respectable, d'un mouvement de terrain qui pourrait être un écroulement. Le 20 septembre 2002, à 12h55, un pan de falaise a chuté dans l'océan entre la banquette en formation de Highcastle et celle de Wilipe'a Est, datant de 1995. Malheureusement le site n'était pas observable directement depuis la banquette de Highcastle où nous nous trouvions, à 300 m de là. Nous avons juste entendu un bruit sourd et vu un nuage de poussières qui s'est dissipé en moins d'une minute. Le matériel venait probablement de la partie supérieure de la falaise haute d'une vingtaine de mètres, taillée dans des coulées de plusieurs centaines d'années. Nous avons ensuite observé sur la plage à l'ouest de la banquette de Wilipe'a Est de gros blocs plaqués contre l'abrupt côtier. Le dépôt était malheureusement inaccessible en raison des coulées de lave particulièrement nombreuses en surface ce jour là. Nous pensons qu'il s'agissait peut-être d'un écroulement mineur ou d'un effondrement en raison du caractère ramassé du dépôt. Le passage d'une coulée de lave à proximité a pu déclencher le phénomène, comme cela avait déjà été remarqué à Kupapa'u Est en 2001 pour un basculement de pan rocheux (Marie, 2003).

d) Les effondrements

Ils peuvent avoir lieu en cas de sous-cavage à la base de la falaise (*cf.* photos 59 et 60) ou de la présence d'un tube de lave ou encore d'une grotte marine (photo 61). Nous avons déjà fait remarquer qu'il existait des encoches d'abrasion sur les falaises basaltiques. Elles ne sont néanmoins pas assez nombreuses et souvent pas assez profondes pour entraîner l'effondrement de la masse mise en surplomb. R. Moberly *et al.* (1963) avait déjà remarqué la rareté de cette dynamique comparé aux éboulements. Nous en avons toutefois trouvé la trace sur des falaises taillées dans des coulées de quelques années à quelques centaines d'années, mais également sur les falaises pléistocènes de la côte d'Hāmākua-Hilo.

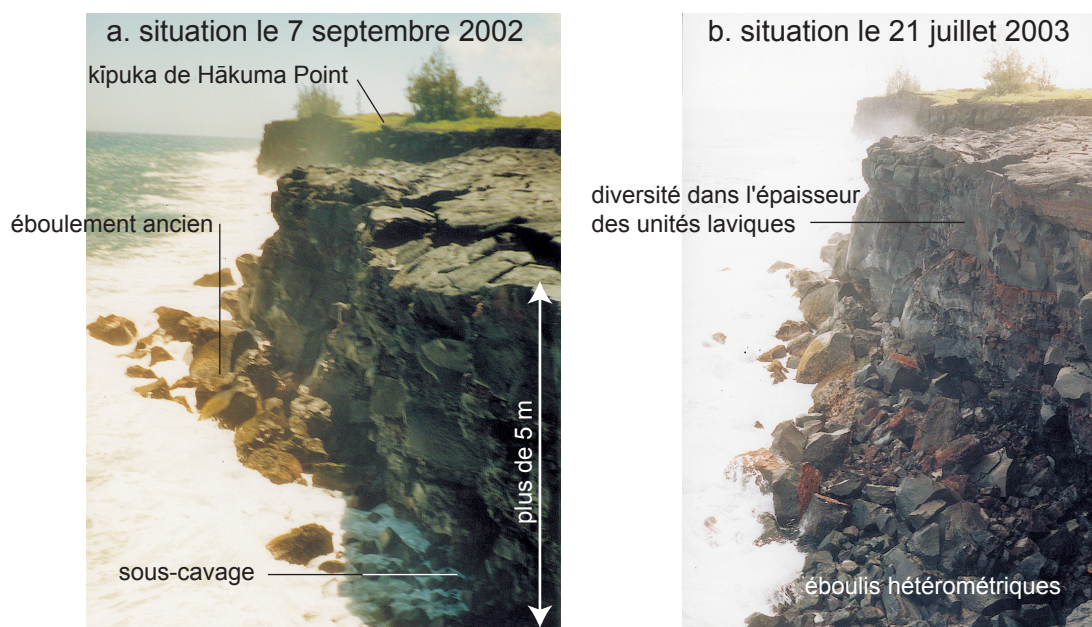
L'efficacité de l'effondrement de la voûte des grottes marines dans l'évolution des falaises basaltiques mérite toutefois d'être soulignée. Nous reviendrons sur ce mode de genèse particulier des grottes et arches littorales dans la prochaine section de ce chapitre.



a. situation le 12 avril 2001

b. situation le 7 septembre 2002

Photos 59 : Effondrement d'une encoche d'origine structurale à Kalapana, à l'ouest de la nouvelle plage de sable noir de Kalapana



Photos 60 : Evolution d'une falaise par effondrement à proximité d'Hākuma Point, dans une coulée datant de 1990

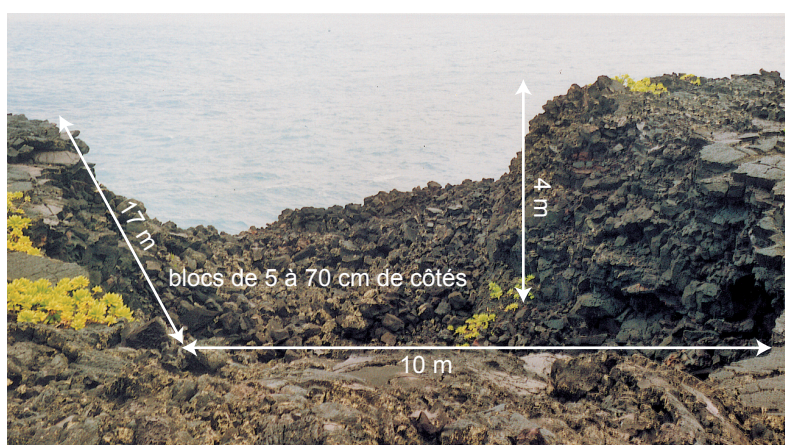


Photo 61 : Cavité profonde de 2 à 5 m formée lors de l'effondrement de la voûte d'un tube de lave ou d'une grotte marine sur la coulée de Heiheiahulu de 1750, à l'ouest de Waipuku Point (sud de Puna)

N.B. : certains blocs ont pu être déposés lors de tempête en marge externe.

e) Les basculements

Dans ce cas, la trajectoire de la chute n'est pas verticale mais latérale. Le décollement du pan rocheux s'effectue le long des grandes fractures précédemment citées. Nous ne reviendrons pas en détail sur la cinématique du mouvement puisqu'elle a été détaillée dans la première partie (*cf.* Chapitre III. Section B.3.), les falaises des deltas de lave récemment inactifs reculant en grande partie sous leur influence (*cf.* photos 33 à 36, 40 et 54). Le mouvement peut être lent et d'autres processus comme l'éboulement ou l'éboulisation peuvent intervenir dans le même temps (*cf.* photo 40).

f) Les glissements sur les grandes falaises pléistocènes

Des glissements sont enfin possibles à plus long terme, lorsque l'altération du matériel rocheux permet à l'eau de jouer un rôle morphogénique. De ce fait, ils n'opèrent que sur les falaises plus anciennes ou sur les cônes de tufs. R. Moberly *et al.* (1963) notent d'ailleurs que les glissements rotationnels sont rares sur l'île d'Hawaï. Ils se déclenchent lors de la saturation du sol par de fortes pluies, par les tensions provoquées lors de séismes, lors de tempêtes ou par une combinaison de ces trois facteurs (Stearns et Macdonald, 1946 ; Macdonald, 1946 ; Moberly *et al.*, 1963 ; Peterson et Moore, 1987).

Les glissements sont relativement fréquents sur la côte d'Hāmākua-Hilo (*cf.* photo 45). Généralement de taille modeste avec un volume de l'ordre de 50 à 500 m³, le dépôt est constitué de débris hétérométriques, sol, cailloux et gros blocs métriques, issus de la fragmentation de la falaise (photo 62). Les éléments les plus grossiers ne sont pas évacués rapidement malgré la puissance des houles du Pacifique nord, comme en témoigne la végétation qui se développe souvent à leur surface, 5 à 10 m au-dessus du niveau de la mer. Leur attrition progressive explique la présence d'un cordon de galets décimétriques à pluridécimétriques, parfois mal roulés, et de blocs pouvant être plurimétriques, sur la plupart des rivages de la côte au vent. Le mouvement se caractérise aussi par une cicatrice de glissement, le plus souvent subverticale, qui est également rapidement colonisée par la végétation si elle n'est pas trop abrupte. Il est vrai que ce secteur au vent connaît des précipitations particulièrement importantes.

Certains glissement prenant appui sur la partie sommitale de la falaise entraînent une masse composée en grande partie de sol et de matériel arénisé. La chute, haute de plusieurs dizaine de mètres, favorise également la pulvérisation du matériel rocheux. Le matériel est alors rapidement dispersé par les vagues, comme nous avons pu le constater sur un glissement mineur, visiblement récent, en baie d'Onomea où le dépôt avait totalement disparu. Lorsque le glissement implique un volume considérable, de l'ordre de plusieurs milliers de m³, le dépôt est attaqué en falaise et recule rapidement, même si la végétation, parfois arbustive, a le temps de s'y développer (photo 63).



Photo 62 : Détail d'un glissement récent dans la baie de Wailea (nord de Hilo)

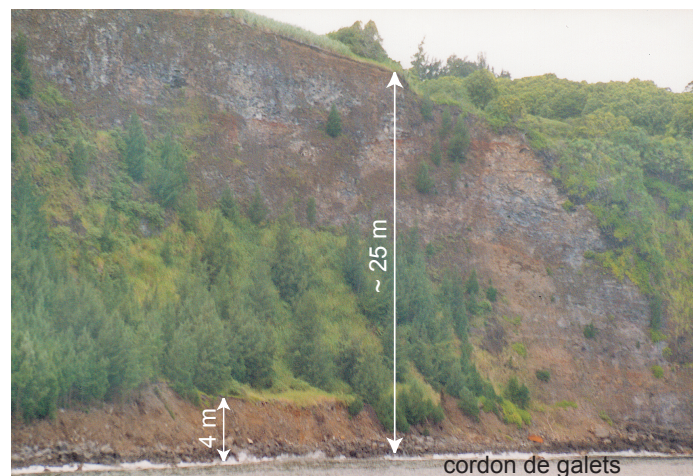


Photo 63 : Large glissement ancien colonisé par la végétation et taillé en falaise au nord de Laupāhoehoe Point

De grands glissements ont été répertoriés par H.T. Stearns et G.A. Macdonald (1946) en 1929, 1941 et 1946. Celui de 1868, consécutif au grand séisme de Ka'ū (*cf.* Chapitre III. Section A.1.b.), est encore visible aujourd'hui à 7 km au nord-ouest de Waipi'o. Il forme une banquette, longue d'environ 1,5 km, au pied de la très grande falaise (voir aussi figure 79 et photo 46). Cette plate-forme de Laupāhoehoe nui, à ne pas confondre avec le delta de lave du même nom plus au sud-est, a depuis été taillée en falaise par l'océan. Le glissement en planche de la masse rocheuse s'est déroulé durant une période de fortes pluies (Stearns et

Macdonald, 1946 ; Moberly *et al.*, 1963), ce qui illustre bien le rôle des infiltrations d'eau dans le déclenchement du mouvement. Le long de la falaise nord de East Moloka'i, il existe plusieurs larges péninsules du même type qui prouvent l'existence de grands glissements similaires dans le passé récent (Moberly *et al.*, 1963).

Dans les roches meubles, des coulées de boue peuvent éventuellement se déclencher, même si elles sont rares sur le littoral (Moberly *et al.*, 1963). Certaines falaises possèdent une ou plusieurs couches de cendres, notamment celles de Pāhala, déposées lors d'épisodes phréatomagmatiques entre 10 et 39 ka B.P. (*cf.* Introduction). Cette couche plus ou moins épaisse se retrouve sur les côtes nord-est du Mauna Kea, de Waipi'o à Hilo, et dans certains secteurs de la côte de Ka'ū, entre Keauhou et Ka Lae.

B. L'évolution par genèse et destruction des grottes et arches littorales

Parfois, le recul de la falaise ne s'effectue pas de manière régulière, mais en individualisant des caps qui seront à leur tour attaqués en grottes marines, transformées en arches littorales puis en pinacles rocheux. Leur présence confirme l'efficacité du déferlement des vagues dans le démantèlement de l'assise de la falaise, déjà entrevu dans la section précédente. Ce mode de retrait original est caractéristique des falaises basaltiques supérieures ou égales à 4 m. Il s'opère dès les premières années d'un delta de lave et se poursuit sur certaines portions de côtes plus évoluées du Pléistocène. Il suffit pour que cette dynamique s'engage que des secteurs plus résistants soient mis en saillie. L'érosion différentielle exploite la structure des coulées de lave et permet l'excavation basale ou latérale de blocs. Ce mode de recul n'est pas forcément spécifique aux côtes volcaniques (Bird, 2000), mais la vitesse de déblaiement permet d'en apprécier l'efficacité et de mieux appréhender les dynamiques en jeu.

1. Une forme élémentaire : la grotte marine

Les grottes marines sont nombreuses sur les falaises volcaniques de l'archipel hawaïen de quelques années à plusieurs centaines de milliers d'années. Dès le XVIII^e siècle, C. Clerke, commandant du *Discovery* lors du séjour de J. Cook dans l'archipel, signale ainsi de nombreuses grottes sur les côtes sud et ouest de l'île (Cook, 1967)¹¹. Nous avons surtout

¹¹ « All the Shores on the southern and Western sides are formed by burnt Rocks, and in many places where they break off in Cliffs (*sic*) there are numberless Caverns blown in the sides » (p.592)

étudié les cavités de la côte méridionale de Puna, excavées dans des coulées récentes, mais elles sont également présentes en nombre sur les très grandes falaises d'Hāmākua (Peterson et Moore, 1987).

a) La genèse des grottes marines

L'affouillement à la base de la falaise permet le délogement de blocs, conduisant progressivement à la formation d'une grotte. L'absence de dépôts en avant de la falaise favorise très certainement cette évolution. Ce processus est différent de l'abrasion basale des vagues, armées de débris, qui conduit à l'individualisation d'encoches (*cf. supra*), même si les deux mécanismes peuvent se relayer. La falaise doit être haute d'au moins 4 m pour permettre excavation à sa base sur 1 ou 2 m minimum. Dans le cas contraire, le plafond de la grotte sera trop mince pour pouvoir supporter les coups de boutoir des vagues.

Les grottes marines s'approfondissent petit à petit en raison du resserrement du flux et de la pression exercée par les vagues (Guilcher, 1954). Elles s'enfoncent, en général, d'environ 5 m ou plus dans l'abrupt côtier. Le toit de la grotte peut s'élever par l'effondrement progressif de blocs. Il est le plus souvent situé un à quelques mètres au-dessus du plancher de la grotte. Le seuil de la cavité ne se marque pas toujours par une encoche tranchée dans l'abrupt côtier mais par une excavation progressive et courbée, particulièrement lorsque la cavité n'est pas encore profonde.

Contrairement à ce qu'affirmait A. Guilcher (1954) pour qui les plus gros blocs se trouvent dans les grottes ou à leur seuil, les cavités observées à Hawaï sont rarement encombrées de débris. Leur exportation est permise par la convergence dans la grotte du jet de rive et de l'effet d'aspiration par la nappe de retrait. Toutefois, lorsque le seuil de la cavité ou la grotte dans son ensemble s'est effondré récemment, les blocs n'ont pas toujours eu le temps d'être évacués comme à Punahaha (photo 64).

b) L'intervention de la structure dans la genèse des grottes marines

Les différents plans de stratification facilitent, dans les basaltes, l'excavation de blocs et la formation de grottes marines, parfois imposantes. Cela a déjà été mis en évidence sur d'autres littoraux volcaniques, telle l'île écossaise de Staffa (Hébrides), où la grotte Fingal's Cave, taillée dans des basaltes colonnaires tertiaires, s'étend sur 70 m de long et 20 m de haut (Guilcher, 1954 ; Bird, 2000). Le travail de sape de l'océan est plus efficace au niveau des zones de faiblesse de la roche (brèches basales, zone fissurée, diaclasage plus fin). Le plafond de la grotte correspond d'ailleurs parfois à la partie massive de la coulée, dont le descellement est plus difficile (*cf. photos 66 et 69*). La structure de la roche guide encore une fois fortement la morphologie littorale.



Photo 64 : Voûte effondrée d'une grotte sur un promontoire à Punahaha

Les blocs n'ont pas évolué entre mai 2001 et septembre 2002

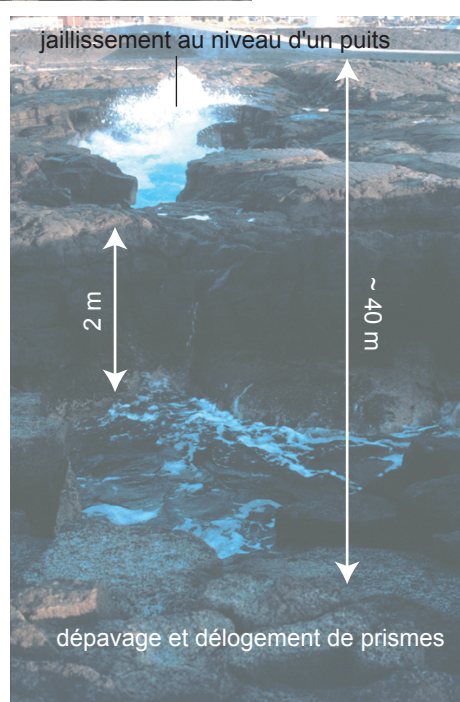


Photo 65 : Chenal et puits d'effondrement sur la plate-forme de Keāhole Point

Le plafond de la grotte sous-marine est située entre 1,3 m au-dessus du niveau de la mer lors du cliché (11 mai 2001 à 18h) et plusieurs décimètres sous ce niveau, qui est estimé à 0,2 m sous le niveau moyen de la mer.

structure plus massive de la coulée correspondant à la voûte

pinacle rocheux isolé indiquant la position du cap avant l'effondrement d'une arche



Photo 66 : Arche dans un promontoire à l'est de Ka'ena Point (juillet 2003)

Un cliché pris au même endroit en avril 2001 montre que la grotte sous l'arche était moins évasée, la morphologie de la falaise et du pinacle n'a par contre pas évolué.

Les grottes marines recoupent aussi parfois d'anciens tubes de lave aujourd'hui au niveau de la mer (*cf.* photo 69). Ces derniers ont souvent une forme elliptique et leur diamètre peut être métrique ou plurimétrique. Ces tunnels s'enfoncent profondément à l'intérieur des terres et se retrouvent parfois sur la falaise à plusieurs mètres de hauteur, formant des grottes perchées, qui ne sont aucunement d'origine marine. Si certaines grottes sont effectivement d'origine structurale, la plupart d'entre elles se sont, au moins en partie, formées et ont été modifiées par l'action des vagues.

c) L'enneigement des grottes marines

L'élévation du niveau marin engendre, de plus, la fossilisation des grottes marines qui continuent, dans un premier temps, à évoluer par l'effondrement du plafond. Nous avons ainsi observé à Keāhole Point, Noio Point et Ho'okena, dans des coulées datées entre 3 et 1,5 ka, d'étroits chenaux et des puits sur la plate-forme sommitale située à quelques mètres au-dessus de la mer (photo 65). Ils ont été interprétés comme des tubes de lave immergés transformés en grottes sous-marines et dont la voûte a été partiellement effondrée. Depuis la mise en place de la coulée, le niveau de la mer s'est, en effet, élevé de 6 à 12 m (en utilisant une remontée moyenne de 3,9 mm/an). Ces tranchées ont déjà été observées sur d'autres littoraux volcaniques (Robert, 1974). Le ressac entraîne des jaillissements d'eau au niveau de la partie distale de la grotte, qui est souvent un puits (large trou souffleur), où un dépavage en escalier a parfois été observé (*cf. infra*).

2. La genèse des arches littorales

Les grottes marines évoluent parfois en arches littorales par effondrement du plafond et/ou recoupement de grottes adjacentes (Marie, 2003). Nous distinguerons les arches parallèles au rivage des arches perpendiculaires au trait de côte, dont le mode de formation est distinct. Nous montrerons à cet effet le rôle joué par l'approfondissement des grottes, de l'effondrement de leur plafond et des trous souffleurs.

a) Les arches formées par recoupement de grottes sur un promontoire

Le long des fins promontoires correspondant à des langues de lave 'a'ā ou pāhoehoe et au niveau des caps rocheux qui parsèment les côtes d'Hawaï, nous avons observé de nombreuses arches perpendiculaires au rivage (photo 66). Celles-ci se forment par recoupement de grottes adjacentes (figure 86a). L'effondrement du seuil des deux grottes finit par façonner une arche littorale. On passe parfois du stade d'encoche d'abrasion à celui de grotte marine, puis d'arche littorale par simple approfondissement, notamment dans les

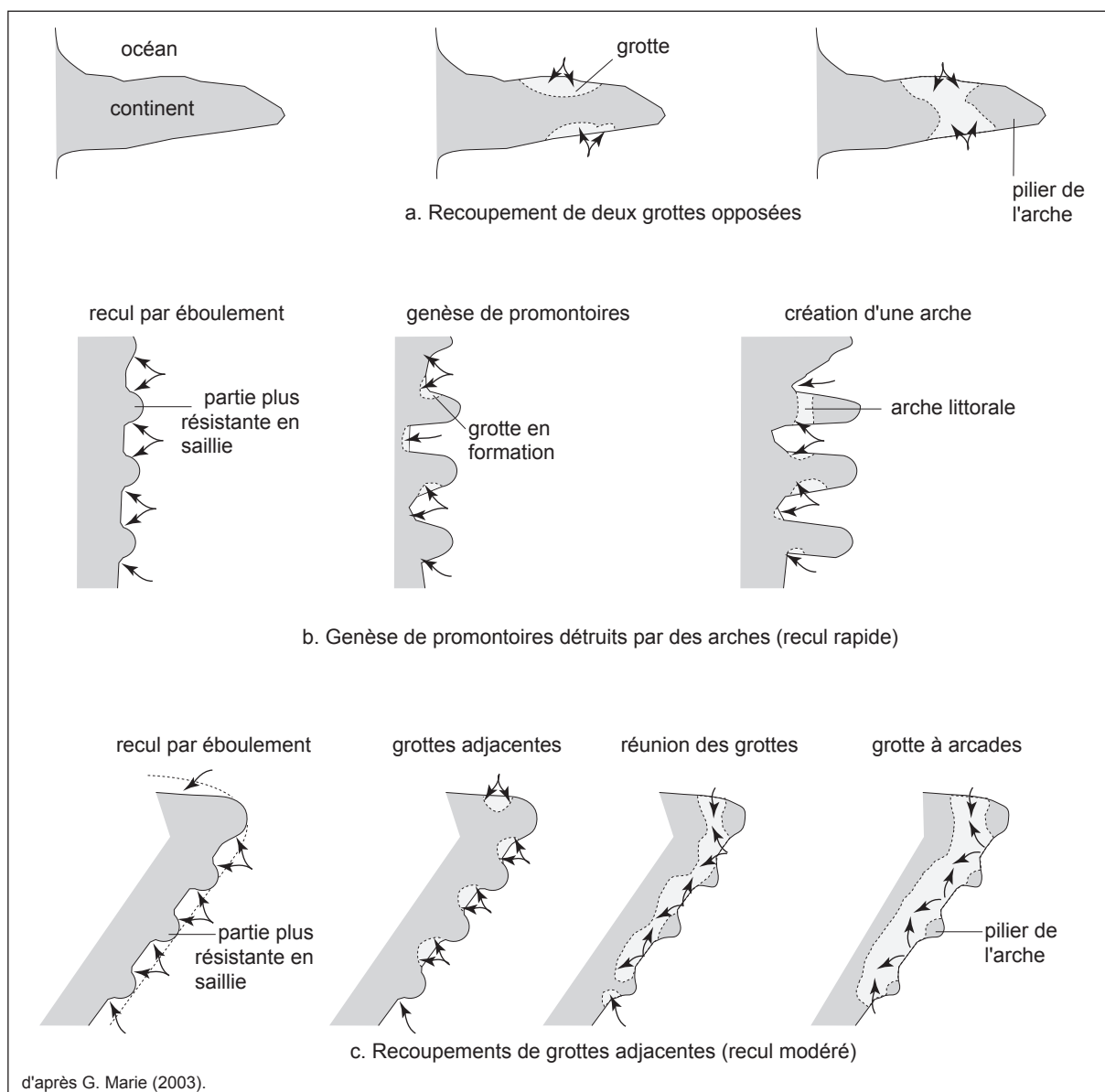


Figure 87 : Formation en plan d'arches perpendiculaires au trait de côte

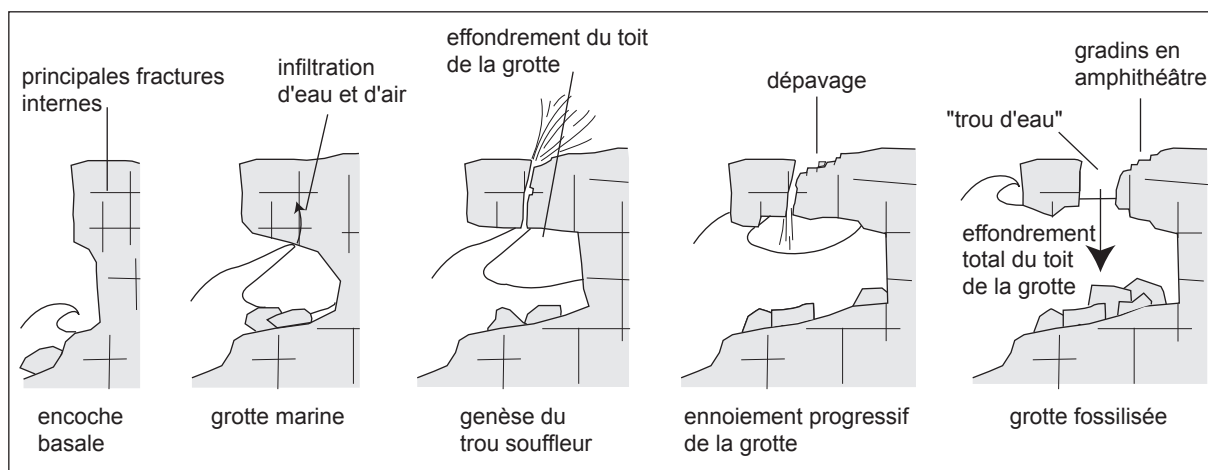


Figure 88 : Proposition de modèle pour la genèse de trous souffleurs

coulées 'a'ā où les brèches basales facilitent cette évolution. Ce processus a déjà été décrit par d'autres auteurs (Macdonald *et al.*, 1983 ; Bird, 2000) et existe surtout dans des promontoires datant de quelques dizaines à quelques centaines d'années, mais on en trouve également sur des deltas de lave récemment inactifs.

b) La formation de caps avec arches par approfondissement de grottes

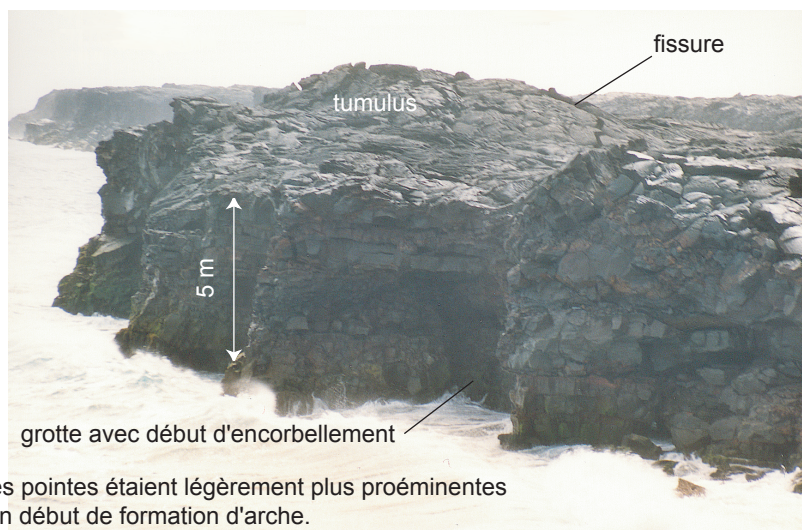
De légers caps sont parfois mis en saillie sur la falaise par érosion différentielle (photo 67). Le site, moins fracturé, est sans doute moins sujet aux mouvements gravitaires et plus résistant à l'excavation basale par les vagues. Ces avancées de quelques mètres de larges et de long donnent un tracé ourlé au littoral. Leur partie haute s'est parfois éboulée, le cap formant alors juste un pied rattaché à la falaise. Il est étonnant de constater la régularité de ces saillants sur certaines portions de côte, notamment à proximité de Ka'ena Point (sud de Puna), que nous avons étudié plus en détail, où l'espacement est de l'ordre de 5 à 10 m.

Le recul de la grotte marine permet au promontoire de prendre une forme élancée d'une ou plusieurs dizaines de mètres de long (figure 86b). Une arche se crée sur la partie distale du promontoire par recoupement des grottes latérales qui ne tardent pas à apparaître, surtout si une fissure subverticale le coupe transversalement (photo 68). Ce mode de genèse ne peut être efficace que dans des roches qui peuvent être facilement démantelées. C'est la raison pour laquelle on le trouve surtout sur des deltas de lave récemment éteints, dont la lave est encore mal consolidée (Kupapa'u Est, Kamokuna, Kamoamoa).

Les promontoires se forment rapidement, comme en témoigne la photo 68 réalisée à peine huit mois la fin de l'activité de la banquette de Kamoamoa (phase de l'irrégularisation du trait de côte, *cf.* Première Partie. Chapitre III. Section C.2.a.). Pour expliquer leur présence, on peut émettre la même hypothèse que pour certains promontoires décrits sur les deltas de lave fraîchement éteints d'une recristallisation au sein de tubes de lave qui n'ont ensuite pas été drainés.

c) Les grottes à arcades

Lorsque la roche est plus résistante, des saillants du même type peuvent se former mais la côte évoluera de façon différente (figure 86c). Les rentrants entre ces caps sont excavés en grottes, mais le recul est trop lent pour individualiser des promontoires comme dans le cas précédent. Les grottes contiguës vont alors être attaquées préférentiellement par les vagues de part et d'autre de la racine du promontoire. La masse éboulée dans le rentrant pourrait perturber les courants et favoriser cette érosion latérale. Les cavités finissent par se rejoindre par recul de leurs parois, créant une grande grotte sous la plate-forme sommitale,



Dix mois après, les pointes étaient légèrement plus proéminentes et l'on observait un début de formation d'arche.

Photo 67 : Série de caps avec grottes en cours de formation en bordure de la banquette de lave de Kupapa'u Est en septembre 2002, inactive depuis neuf mois

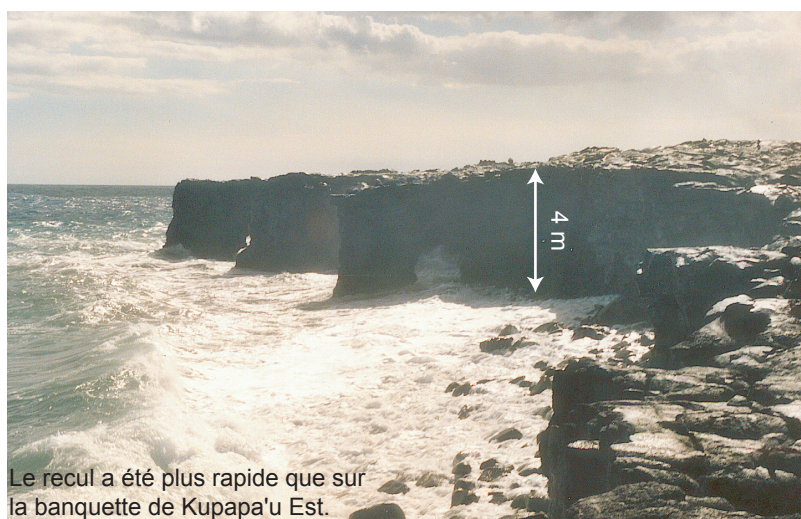


Photo 68 : Série d'arches littorales sur des promontoires de la banquette de Kamoamoa en septembre 2002, inactive depuis huit mois

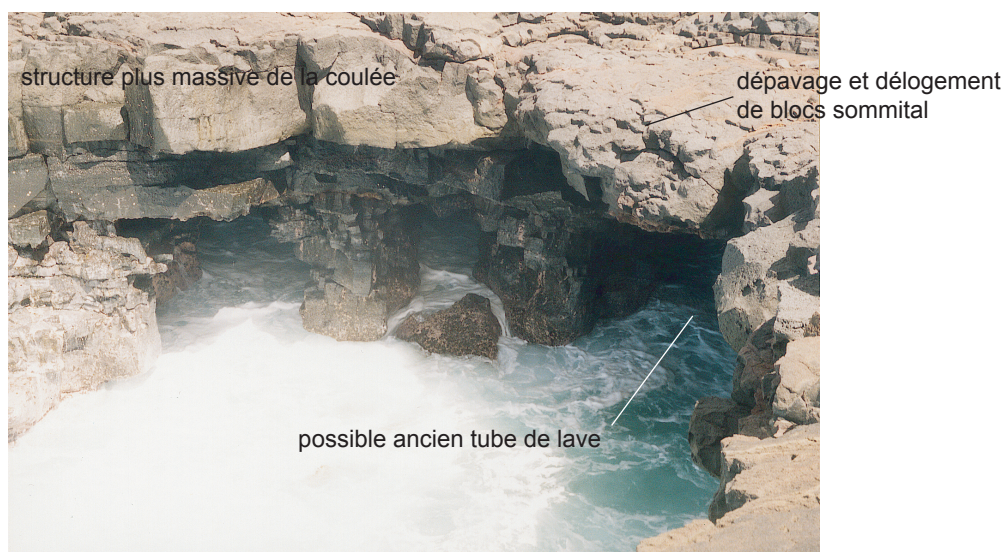


Photo 69 : Grotte profonde étayée par des piliers à proximité de Ka'ena Point

ouverte vers l'océan par plusieurs entrées relativement étroites. L'élargissement de ces seuils tend à former des piliers, larges d'un à quelques mètres, qui servent de colonne de soutènement pour étayer la voûte de la grotte et qui composent une série de petites arches perpendiculaires au rivage (photo 69).

d) Les trous souffleurs

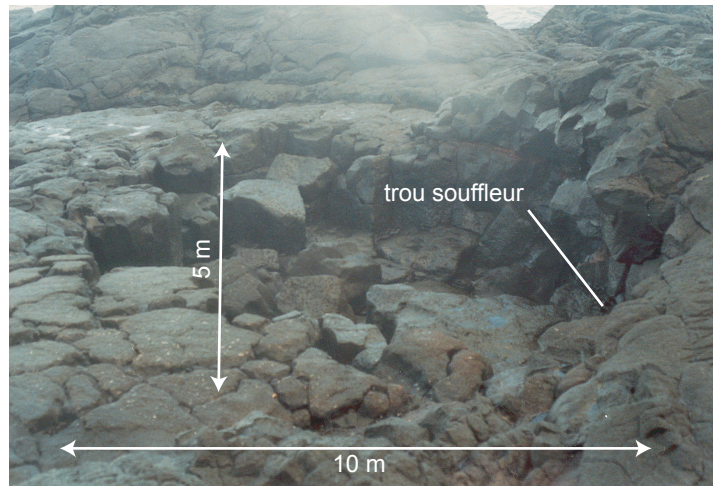
Le ressac et le déferlement des vagues dans la grotte compriment l'air contre le plafond de la cavité, particulièrement lorsque celui-ci est proche du niveau de la mer. L'air insinué dans les diaclases de la roche favorise le descellement progressif des blocs. L'effet de succion et la cavitation, lorsque l'eau s'engouffre dans les joints, interviennent également dans l'élargissement d'un passage privilégié. Lorsque l'étroit boyau atteint la surface, certainement à la faveur d'un événement paroxysmal, l'eau peut être projetée plusieurs mètres au-dessus. La genèse de ce trou souffleur ou soufflard (*blowhole*) passe également par le délogement de blocs le long du conduit. Le tunnel s'élargit progressivement par excavation de blocs, d'abord au niveau du conduit, puis au point de sortie, où se forment parfois des gradins (Marie, 2003). Nous distinguerons le délogement de blocs du dépavage, qui ne s'effectue qu'à partir d'une surface horizontale (*cf. infra*, figure 91). Les trois trous souffleurs étudiés à Punahaha (sud de Puna) montraient trois stades d'évolution distincts :

- un conduit de forme rectangulaire, long d'environ 4 m, avec un diamètre métrique s'élargissant à 2 m au débouché, entraînant le dépavage et le délogement de blocs toujours actifs sur 50 m² (photo 70) ;
- un conduit menant à une cavité large de 25 m² où le délogement de blocs n'était plus actif ;
- une grande dépression correspondant à l'effondrement du plafond de la grotte.

Le trou souffleur crée des conditions intertidales relativement éloignées du trait de côte (jusqu'à une vingtaine de mètres), même si l'expulsion d'eau ne se fait souvent que lors de tempêtes. Les processus morphogéniques tels le dépavage, l'évorsion, la bioérosion et la corrosion littorale par les embruns sont également déplacés loin à l'intérieur des terres.

La présence d'un trou souffleur est beaucoup plus rare que celle d'une arche littorale. Une roche relativement massive avec des joints nets, plutôt que très fissurée, doit être nécessaire pour sa formation (Marie, 2003). On trouve également des trous souffleurs bien formés dans les tufs de l'île d'O'ahu, tel *Hālonā blowhole* qui constitue l'une des attractions touristiques de l'île. La présence de diaclases dans les tufs palagonitiques, par ailleurs massifs, favorise bien évidemment leur formation. Une grotte marine ne paraît pas forcément nécessaire pour la genèse d'un trou souffleur dans les brèches volcaniques.

La plupart des trous souffleurs observés à Hawaï se sont développés dans des roches de quelques milliers à plusieurs dizaines de milliers d'années, même si l'on en trouve aussi



Entre 2000 et 2002, aucun nouveau dépavage, seul un bloc a légèrement basculé, revenant à sa place initiale
Photo 70 : Délogement de blocs et dépavage au débouché d'un trou souffleur à Punahaha

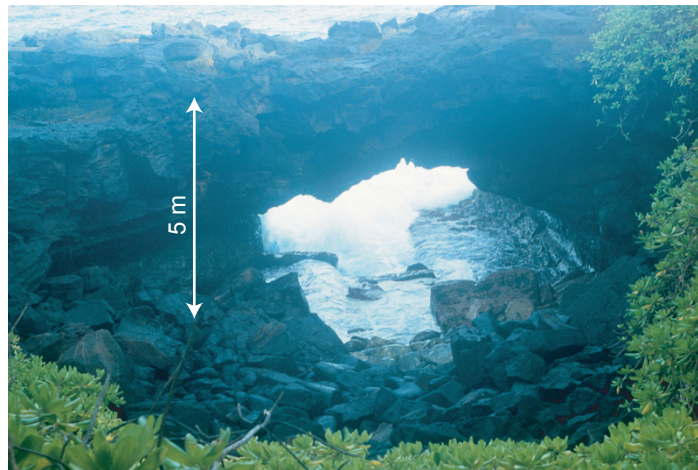
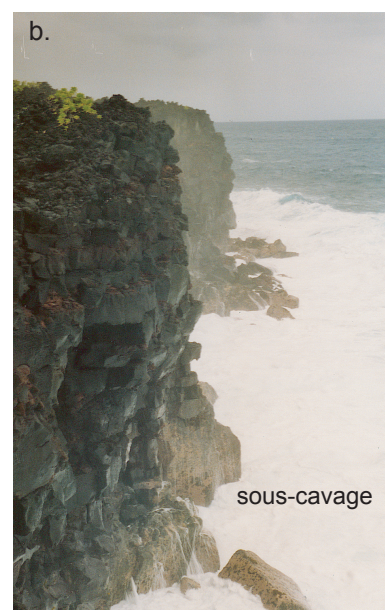


Photo 71 : Arche parallèle au rivage et grand bassin d'effondrement à l'ouest de Kamā'ili



Photos 72 : Evolution d'une arche sur la coulée de Heiheiāhulu entre avril 2001 et septembre 2002



Photo 101 : Ecaillage sur la coulée de 1990 du delta de Kaimu à proximité d'Hākuma Point, à 6 m de la falaise



Photo 102 : Mares de dépavage dans la baie de Keawaiki (golfe de Kawaihae)



Photo 103 : Rampe d'abrasion sur la coulée de 'Āpua datant de 1973

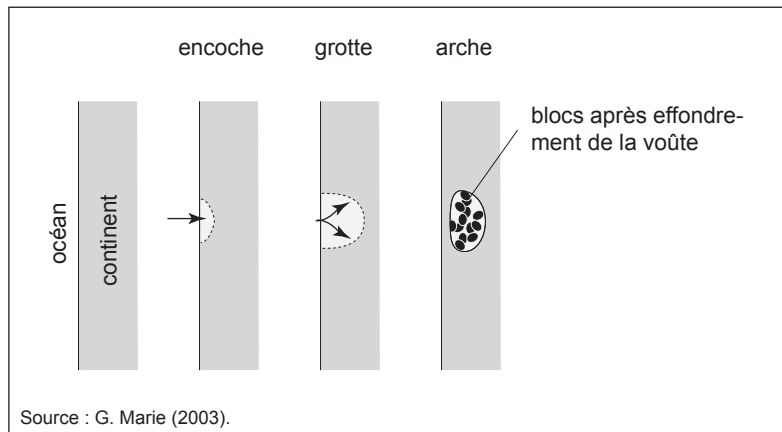


Figure 88 : Formation en plan d'une arche parallèle au trait de côte

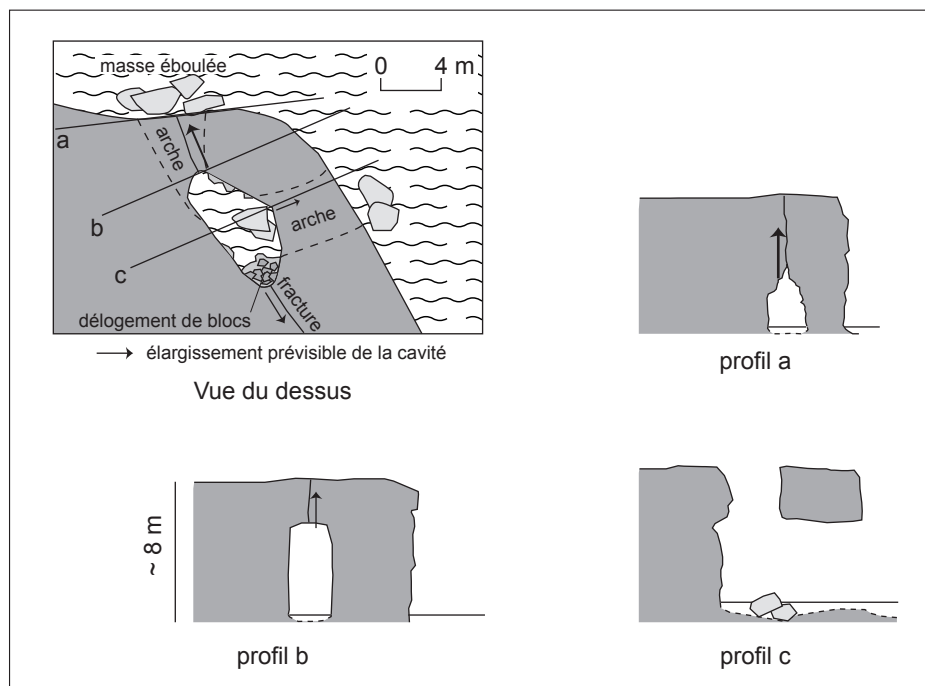


Figure 89 : Destruction d'une arche étroite le long d'une fissure (exemple de l'arche de 2002 sur la coulée de Heiheiahulu)

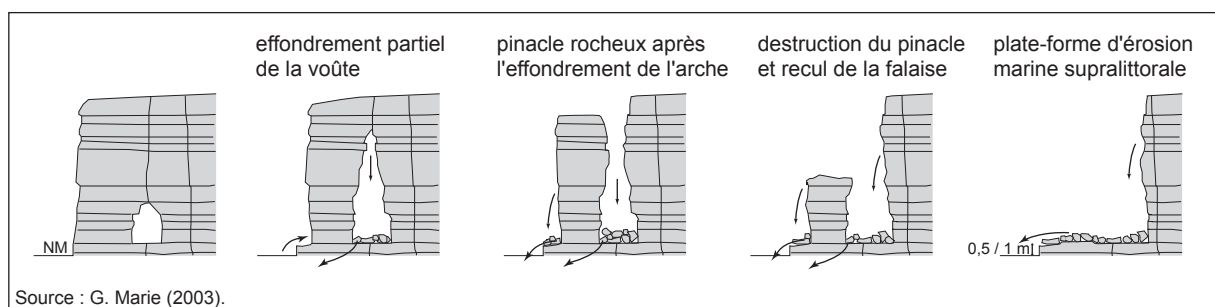


Figure 90 : La destruction des arches perpendiculaires au trait de côte

évolution peut être rapide. Ainsi, à proximité de Ka'ena Point, un puits, d'une superficie égale à quelques m² en 2002, s'est fortement élargi en un an pour atteindre environ 35 m².

3. La destruction des arches littorales et l'individualisation de pinacles rocheux

a) La destruction des arches littorales

Lorsque l'arche s'est développée à la faveur d'une grande fracture subverticale parallèle au trait de côte, la destruction peut s'effectuer rapidement le long de celle-ci, engendrant la chute de l'ensemble du promontoire. Ainsi, nous avons observé pendant l'été 2002, dans la coulée de Heiheiahulu, une arche qui s'érodait par effondrement progressif de son toit (figure 89). En surface, la présence d'un puits le long de la fissure montrait que l'excavation des blocs se propageait préférentiellement vers le haut plutôt que latéralement. L'action des paquets de mer se faisait, en effet, ressentir pratiquement sur le sommet de l'arche située environ 8 m au-dessus du niveau de la mer, dans des conditions ordinaires d'agitation en été. La genèse de cette arche s'est effectuée rapidement puisqu'elle n'existait pas au printemps 2001. Sa destruction est également rapide, puisque son état de dégradation était déjà bien avancé à peine plus d'un an au maximum après sa formation.

Une arche présente en 2001 sur la même coulée de Heiheiahulu, plus à l'est, avait elle disparu en 2002 (photos 72a et 72b). Seule subsistait une étroite plate-forme sur quelques mètres, surmontée et entourée de quelques blocs plurimétriques. L'évacuation des débris a donc été rapide. On trouve ainsi souvent au pied des caps qui accidentent le tracé des falaises volcaniques d'Hawaï d'étroites plates-formes ou des masses éboulées matérialisant leur position avant leur recul par effondrement d'arches ou mouvement gravitaire. Après l'effondrement d'une arche, la partie supérieure de la masse éboulée semble être évacuée vers le large ou latéralement. Seule subsiste la base du dépôt qui est plus difficilement mobilisable, peut-être en raison de son immersion partielle. Celles-ci semblent peu évoluer, comme l'illustrent les blocs situés au pied du cap au premier plan sur les photos 72.

b) La genèse de pinacles rocheux

Lorsque la trompe de l'arche est large, l'effondrement du pont n'entraîne pas la destruction totale de l'arche. Un pinnacle rocheux s'individualise en avant de la falaise (cf. figure 90 et photo 66). Il est généralement isolé de quelques mètres de la côte sur l'île d'Hawaï, mais nous en avons observé certains à plus d'une dizaine de mètres de celle-ci (jusqu'à 20 m à proximité du Cape Kumukahi). On est donc loin de la distance record d'un kilomètre séparant certains pinacles de la côte volcanique du Kamtchatka (Zenkovich, 1967).

Ce type d'îlot est assez commun sur les côtes basaltiques d'Hawaï, se formant aussi bien en avant des deltas de lave récemment éteints qu'au large des très grandes falaises pléistocènes d'Hāmākua-Hilo. Les pinacles rocheux semblent néanmoins plus nombreux dans les coulées de quelques dizaines à quelques centaines d'années (secteur entre Keauhou Point et 'Āpua Point, Mackenzie Park, coulée de Kapoho), le recul y étant probablement ni trop rapide, ni trop lent.

Les débris issus de la destruction du pont de l'arche sont généralement rapidement dispersés puisque nous n'en avons jamais observé. Le volume moins important explique peut-être la différence avec les masses éboulées résultant de la destruction totale de l'arche qui ne sont qu'en partie mobilisées.

Le pinacle est parfois relié à la falaise par une plate-forme de quelques décimètres au-dessus du niveau moyen de la mer (Marie, 2003). Tout dépend de la hauteur du plancher à laquelle se trouvait la grotte sous l'arche (*cf. infra*). L'abaissement du seuil entre le pinacle et la falaise est facilité par des vagues convergeant vers la partie proximale du promontoire. Il est même possible que certains pinacles ne proviennent pas de la destruction partielle d'une arche littorale mais d'un simple abaissement de la partie interne de l'avancée, comme le laissait penser la morphologie d'un pinacle à proximité du Cape Kumukahi et d'un promontoire à la partie proximale déprimée entre Kālepa Point et Lōlia (sud de Puna) et à *Mackenzie Park* (*cf. photo 49*).

c) La destruction des pinacles rocheux

L'attaque préférentielle des vagues sur les pinacles rocheux entraîne inexorablement leur recul. Certains pourront néanmoins être conservés plus longtemps en raison d'une résistance accrue à l'érosion (*cf. pinacles situés à une dizaine de mètres du rivage*). Le retrait s'effectue par éboulements, donnant souvent un profil dissymétrique au rocher, et non par excavation basale comme cela a été observé sur d'autres types de côte (Trenhaile *et al.*, 1998). Il faut noter que, contrairement à ce qu'affirme E. Bird (2000), la face la plus exposée n'est pas forcément plus pentue. La proportion de pinacles ayant un profil interne plus rectiligne est en effet identique à celle des pinacles à face externe abrupte ou possédant deux escarpements semblables. Ceci est peut être lié à la réflexion des vagues sur la falaise vers la partie interne du pinacle. Le démantèlement par les vagues du rocher sur sa face plus exposée peut aussi éventuellement mener à une pente douce. L'érosion du pinacle explique, par ailleurs, que son sommet soit souvent moins élevé que la falaise en vis-à-vis.

La destruction du pinacle n'est pas toujours complète, et il arrive qu'un récif s'élevant de quelques décimètres au-dessus du niveau de la mer subsiste (*photo 73*). Sa présence en face d'un cap marque l'ancienne position de celui-ci. La position supralittorale de l'écueil sera discuté ultérieurement lorsque nous aborderons la genèse des plates-formes d'érosion

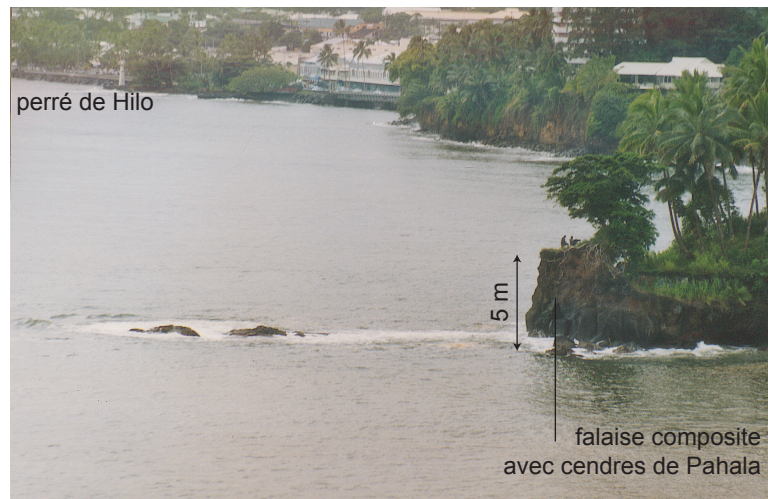
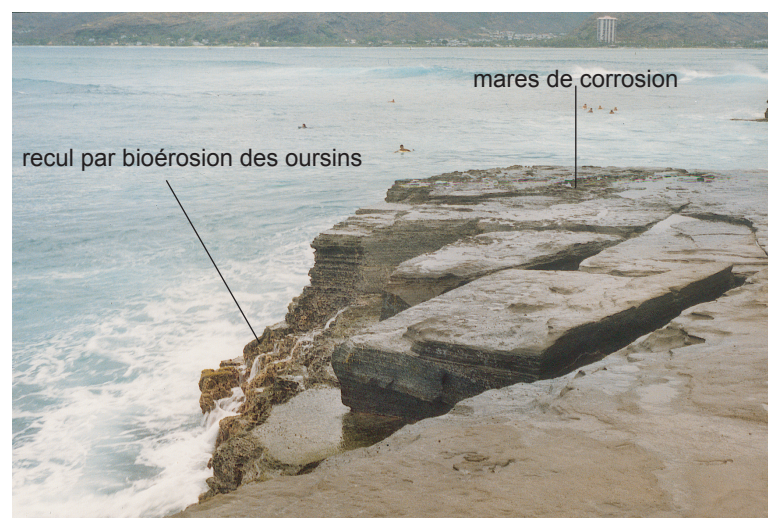


Photo 73 : Récif en avant du cap de 'Āle'ale'a Point en baie de Hilo montrant le recul de la falaise



Photo 74 : Gradins en cours de formation par le délogement de blocs sur la falaise du delta de Kealakomo construit en 1971



Les vagues déferlantes atteignent le haut de la falaise lors de conditions normales d'agitation.

Photo 75 : Blocs plurimétriques en cours de délogement sur la plate-forme en tufs palagonitiques de Koko Kai Beach Park (Koko Head, O'ahu)

marine (Section D.). L'élévation du niveau de la mer finira par faire disparaître ce banc rocheux.

Nous avons vu dans cette section que les falaises volcaniques reculaient parfois par l'excavation de grottes marines basales, qui, par recoupement, formaient des arches littorales, particulièrement au niveau des promontoires. La destruction de ces arches par effondrement et/ou création d'un trou souffleur peut laisser en avant de la falaise un pinacle rocheux, qui ne tardera pas à être détruit à son tour, engendrant une régularisation longitudinale du trait de côte.

Les deltas de lave sont érodés rapidement et peuvent donner des arches, notamment à la faveur d'accidents structuraux (fractures, tubes de lave), dont la durée de vie est courte. Les pinacles rocheux sont également rapidement détruits lorsqu'ils se forment. Sur les falaises plus anciennes, taillées dans des coulées de plusieurs dizaines à centaines d'années, les arches sont particulièrement nombreuses. Leur formation et leur recul peuvent être rapides (cf. coulée de Heiheiāhulu), mais elles peuvent également laisser en place un pinacle rocheux qui évolue plus lentement. Les côtes d'un à plusieurs milliers d'années voire plus ont des arches moins nombreuses et parfois de plus grande envergure, comme le long de la côte d'Hāmākua-Hilo.

C. La destruction en gradins des falaises

L'érosion de la falaise peut également se réaliser par le démantèlement de blocs en haut de falaise, lorsque celle-ci est basse. On assiste alors au délogement et au dépavage de dalles parfois pluridécimétriques sur la plate-forme sommitale, au niveau des déferlantes de tempête. Ce défonçage des différentes couches de la coulée mène parfois à la genèse d'une plate-forme en escalier ou d'un amphithéâtre à la racine de fractures.

1. Les plates-formes en escalier

a) Les processus de dépavage et de délogement de blocs

Le dépavage correspond à l'extraction d'un pavé sur une surface horizontale par une nappe d'eau turbulente ou, éventuellement, suite aux chocs des déferlantes sur les joints de la roche (figure 91). Le délogement de blocs (*quarrying*) s'effectue sur une surface subverticale ou par défonçage latéral d'une couche. Les deux processus interviennent de concert pour abaisser progressivement la plate-forme sommitale. Le déchaussement d'un bloc, surtout lorsqu'il s'effectue par dépavage, déstabilise les blocs attenants et favorise, en effet, le démantèlement de la plate-forme sommitale. Nous avons, de plus, observé en plusieurs endroits un délogement de blocs sur la plate-forme sommitale favorisé par la corrosion littorale au niveau des jointures de la roche (cf. photo 83). Les processus exacts seront développés dans la troisième partie de cet ouvrage.

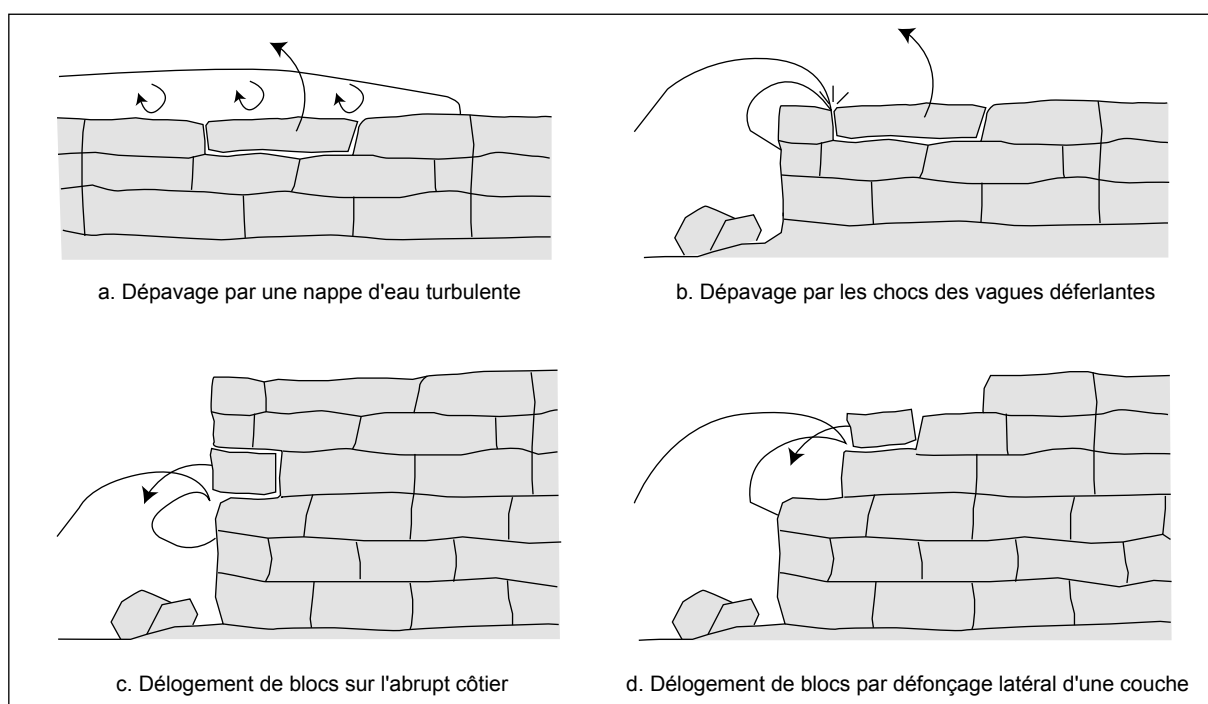


Figure 91 : Les processus de dépavage et de délogement de blocs sur les falaises et plates-formes volcaniques

Certaines conditions favorables doivent être présentes pour le dépavage ou le délogement de blocs. La roche doit être fortement diaclasée verticalement et horizontalement, et la hauteur de la falaise doit être inférieure à l'élévation des vagues déferlantes lors des tempêtes. Nous avons remarqué que ces processus étaient efficaces lorsque la falaise était inférieure ou égale à 5 m sur la côte méridionale de Puna (Marie, 2003). Cette dynamique n'est cependant pas automatique sur les basses falaises. Ainsi,

dans le secteur de Lililoa, les falaises inférieures à 5 m reculent soit par délogement de blocs, soit, plus rarement, par des mouvements gravitaires (falaise abrupte), les autres falaises évoluant par éboulements.

b) Les gradins

Les blocs désolidarisés de la plate-forme sommitale ont une taille variant généralement entre 5 et 50 cm et une forme de prisme ou de pavé, parfois de dalle dans les coulées pāhoehoe. Les blocs de quelques centimètres de côté proviennent du déchaussement de la croûte superficielle d'une coulée de lave. Le délogement de blocs métriques et la genèse d'une plate-forme en escalier sont plus rares sur les coulées 'a'ā, mais ont déjà été observés. La destruction des replats sommitaux s'organise le long des différentes couches limitées par les diaclases subhorizontales des différentes unités laviques, dégageant de petits gradins (figure 92 et photo 74). Les orgues basaltiques de certaines falaises peuvent ainsi être sectionnées en différents niveaux recoupant les articles, avant d'atteindre le stade de la chaussée à prismes en bas de falaise, rarement rencontré sur l'île d'Hawaï (Honu'apo).

A moyen terme, les falaises peuvent se transformer en plates-formes en escalier par le recul des différents trottoirs. Ce type de plate-forme a déjà été signalé sur d'autres littoraux volcaniques comme aux îles Galapagos (Dumont *et al.*, 2001) ou à la Réunion (Robert, 1974). Sur l'île d'O'ahu, les falaises taillées dans des tufs palagonitiques lithifiés présentent parfois un profil étagé (figure 93). Les blocs délogés ont parfois des dimensions supérieures au mètre, en raison du moindre diaclasage de la roche (photo 75). Il est relativement commun sur les falaises d'âge centenaire à plurimillénaire sur la côte méridionale de Puna (Marie, 2003). Nous avons aperçu une telle plate-forme en cours de formation dans une coulée datant de 1972 entre Ka'ena Point et Kealakomo. Un début de dépavage a également été constaté sur les banquettes récentes de Kamoamoa, Wilipe'a Est et Ki'i.

Le recul progressif de la plate-forme en escalier et l'abaissement des gradins peuvent amener à la création d'une véritable plate-forme d'érosion juste au-dessus du niveau moyen de la mer, bornée en arrière par une série de gradins. La côte n'a alors plus réellement une morphologie de falaise. C'est particulièrement le cas lorsqu'il s'agit d'une côte basse. L'érosion en paliers est alors plus difficile et les marches des escaliers sont plus irrégulières.

Pour finir, nous avons observé que ces plates-formes en escalier semblaient plus présentes en fond de baies, tendant à prouver que leur formation ne nécessite pas forcément une exposition aux houles très importante. Ainsi à Ili'ililoa, à proximité de 'Opihikao, les falaises sont taillées en escalier dans les petites anses, tandis que, sur les caps, une plate-forme d'érosion supralittorale s'est formée. Cette opposition s'explique probablement par une vitesse d'érosion différenciée en raison de conditions d'exposition aux houles distinctes. Il existe néanmoins des exemples de telles plates-formes façonnées sur

des caps (Kahue Point, Kaloli Point, Koko Head à O'ahu). A Ke'ei, dans la province de Kona Sud, les plates-formes en escalier se développent à la fois sur les promontoires et en fond de baie, les parois semblant plus abruptes sur les portions de côte menant du cap au fond de l'anse. La même dynamique s'opère par endroits sur les côtes de Koko Head, à O'ahu. L'explication réside probablement dans un recul des pointes et des fonds de baie par engouffrement des vagues dans l'étroit goulet, l'érosion étant suffisamment intense pour former une plate-forme en escalier mais pas suffisante ou pas effective depuis assez longtemps pour former une plate-forme d'érosion supralittorale.

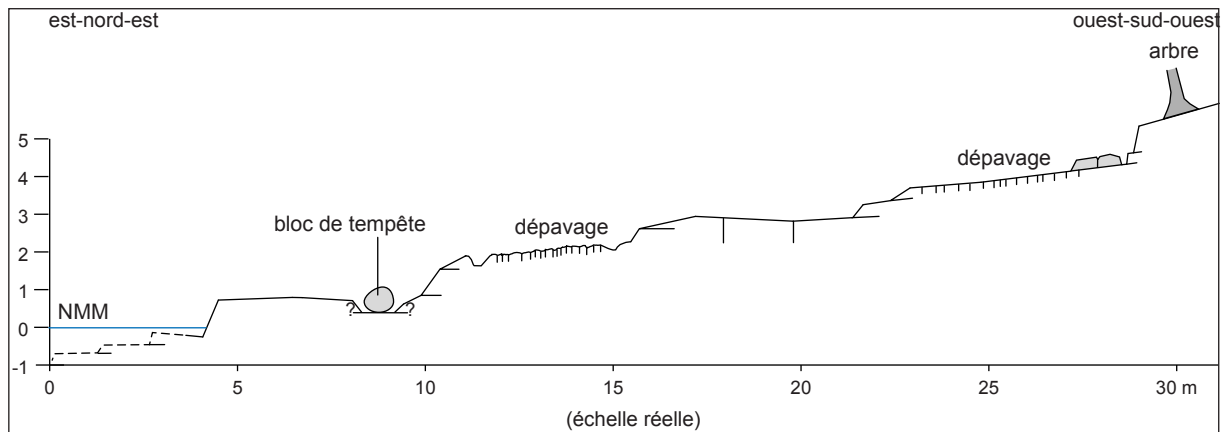


Figure 92 : Profil topographique de la plate-forme en escalier à l'est de la baie de 'Opihikao

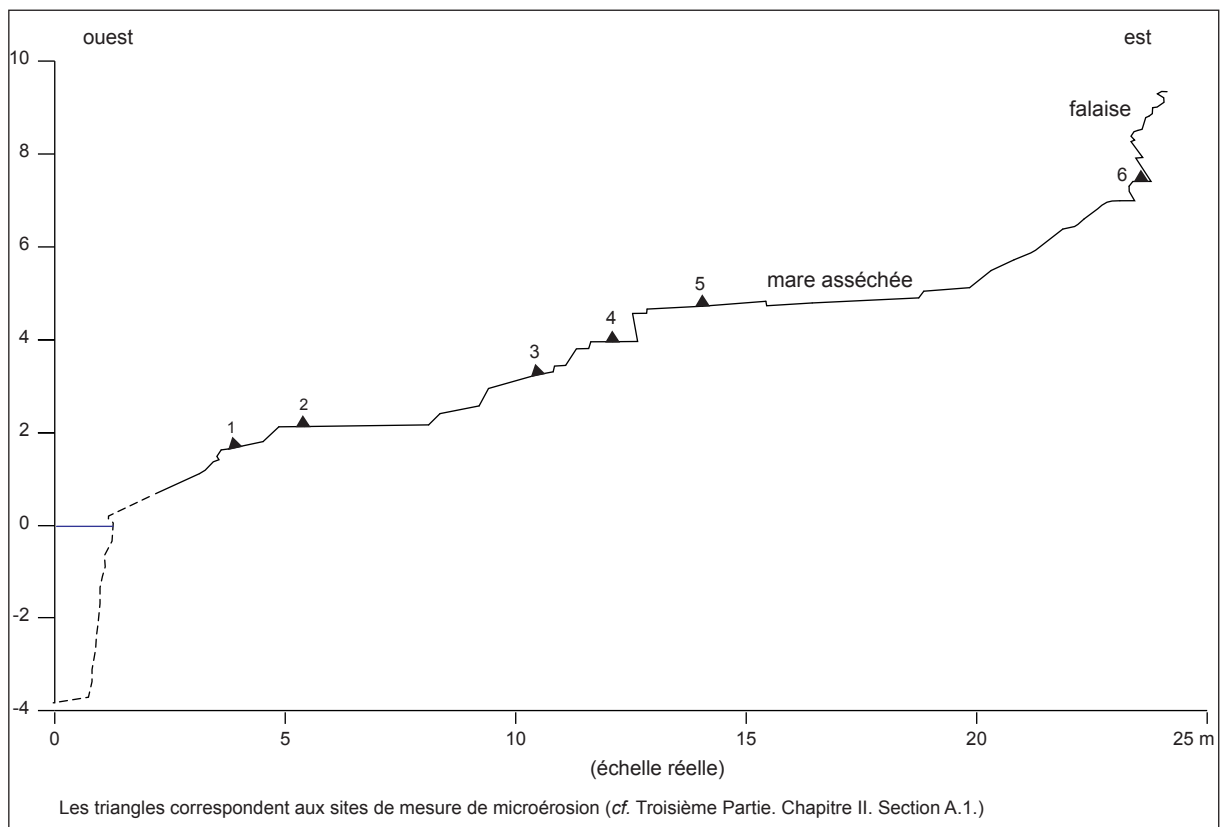


Figure 93 : Profil topographique de la plate-forme en escalier de Koko Kai Beach Park (Koko Head, O'ahu)

2. Les sillons à amphithéâtre distal

Des gorges étroites peuvent également se développer au niveau de fractures, généralement perpendiculaires au trait de côte (Marie, 2003). Les vagues s'y engouffrent et permettent l'abaissement par délogement de blocs de la partie distale qui se termine souvent en amphithéâtre (*cf.* figure 83).

Les quelques exemples de tranchées de ce type rencontrées à Hawaï se trouvaient tous dans des falaises d'environ 5 m de haut taillées dans des coulées récentes, datant de quelques mois à une dizaine d'années (Kamoamoa, Kalapana). L'entaille, en forme de V, est large d'environ 1 m et s'enfonce de quelques mètres vers l'intérieur des terres. L'excavation des blocs s'effectue progressivement vers le haut et vers l'amont du sillon. L'escarpement, dans sa partie distale, n'est donc haut que de quelques mètres, avec un à trois gradins étroits.

Ce type de gorge étroite le long de lignes de faiblesse a déjà été repéré sur de nombreuses côtes, volcaniques (Robert, 1974 ; Pomel, 1986) ou non, comme en Ecosse, en Cornouailles ou sur les côtes de Victoria en Australie (Bird, 1984). La structure diaclasée du basalte rend peut-être ces sillons plus fréquents et permet la constitution de gradins. En s'élargissant, ils forment une crique, qui peut, plus tard, évoluer en petite baie plus évasée, favorable au dépôt de sédiments. Des criques avec un étagement de couches formant un amphithéâtre en arrière ont également été observées dans les tufs palagonitiques lités de Koko Head sur l'île d'O'ahu. Le recul ne s'effectue alors pas par délogement de blocs mais par corrosion littorale. Des falaises en gradins étagés attribués à l'haloclastie ont également été signalées à la Réunion (Pomel, 1986).

La formation de gradins sur une falaise se réalise par délogement de blocs et dépavage. Ils peuvent également s'édifier au débouché de gorges étroites, formant un amphithéâtre. Cette dynamique dépend de plusieurs facteurs : la structure des coulées constituant la falaise, la hauteur de celle-ci et son exposition aux houles. Le recul des différents niveaux entraîne progressivement la formation d'une plate-forme d'érosion marine supralittorale, puis éventuellement intertidale.

D. La genèse des plates-formes d'érosion marine

Le recul d'un abrupt côtier, qu'il soit localisé ou généralisé, individualise à son pied une plate-forme d'érosion marine. Ce terme nous a paru préférable à celui de « plate-forme

d'abrasion », souvent utilisé dans la littérature, mais ne correspondant pas à la réalité des processus. L'origine de ces étendues planes en contrebas des falaises est polygénique : processus continentaux de versant, chocs des vagues, météorisation, érosion mécanique.

Les plates-formes d'érosion marines sont rares à Hawaï en raison de la jeunesse relative de l'île et de l'élévation du niveau marin. Cette particularité des littoraux hawaïens avait déjà été mentionnée par les premiers explorateurs européens, lors de leur arrivée sur l'île principale de l'archipel¹². Il existe néanmoins de nombreuses plates-formes supralittorales, voire littorales, sur le rivage de cette île, coïncidant avec la partie supérieure de coulées de lave. Ces plates-formes construites, appelées « fausses rasas » par A. Guilcher et R. Battistini (1980), ne seront pas étudiées dans cette section.

Nous traiterons, tout d'abord, des différents types de plate-forme d'érosion marine à Hawaï et ailleurs dans le monde. Nous aborderons ensuite les paramètres intervenant dans l'altitude des plates-formes, avant d'esquisser l'évolution de ces formes d'érosion, à travers des exemples particuliers.

1. Les différents types de plate-forme d'érosion marine à Hawaï

a) Les trois grands types de plate-forme d'érosion marine

Trois grands types de plates-formes d'érosion marine ont été reconnues à travers le monde (Hills, 1972 ; Trenhaile, 1980 ; Sunamura, 1983 ; Bird, 1984) :

- les plates-formes en pente sans ressaut distal (*seaward-sloping shore platforms*) ;
- les plates-formes de haute mer avec ressaut distal dans l'étage médiolittoral (*high tide shore platforms*) ;
- les plates-formes de basse mer émergées à marée basse et à ressaut distal (*low tide shore platforms*).

La plupart des plates-formes observées à Hawaï sont du second type, qui est d'ailleurs caractéristiques des côtes microtidales (Bird, 2000). Leur origine s'explique par l'action des vagues de tempête et les processus de météorisation. L'érosion par corrosion littorale (*water-layer weathering*, cf. *infra*) est notamment évoquée pour certaines plates-formes grésocalcaires ou volcaniques. Certains y voient même le processus essentiel dans la genèse de nombreuses plates-formes d'érosion marine (Wentworth, 1938 ; Cotton, 1963 ; do Amaral, 1974 ; Bryan et Stephens, 1993 ; Stephenson, 2000 ; Stephenson et Kirk, 2000). Certaines plates-formes pourraient aussi s'expliquer par la résistance de la roche située en permanence sous le niveau de la nappe, la partie supérieure étant plus facilement altérée et

¹² « in some few place there are narrow borders of low land between the foot of the hills and the Waterside but in general the hills break off into the Sea » (Clerke in Cook, 1967, p. 591)

détruite par l'action des vagues. C'est la théorie du « Old Hat » développée par J.A. Bartrum (1916 *in* Trenhaile, 1987).

Dans les secteurs les plus exposés aux vagues, les plates-formes d'érosion marine perdent leur ressaut terminal, la surface devenant juste plus pentue (plate-forme du premier type). Les rares plates-formes de ce type observées sur l'île d'Hawaï se trouvaient effectivement dans des secteurs battus (côte d'Hāmākua-Hilo). Selon H. Tsujimoto (1987 *in* Sunamura, 1992) et T. Sunamura (1992), ces plates-formes se formeraient préférentiellement dans les roches moins résistantes, expliquant la destruction du ressaut. Pour eux, ce type de plate-forme correspondrait donc à un stade différent d'une même évolution, comme l'avaient déjà envisagé E.D. Gill et J.G. Lang (1983). Les plates-formes de basse mer se développent essentiellement sur les littoraux calcaires et leur présence éventuelle à Hawaï ne pourrait s'expliquer que par l'ennoiement d'une plate-forme de haute mer.

b) Les banquettes de haute mer des littoraux récents

1 - La morphologie des banquettes

Au pied des falaises taillées dans des coulées de quelques dizaines à quelques centaines d'années, la plate-forme se présente parfois sous la forme d'un trottoir d'érosion à microfalaise de quelques mètres de large vers la mer. Celui-ci est discontinu et encroûté d'algues calcaires roses ou grises. L'étroite plate-forme est longue d'une dizaine de mètres, formant parfois juste un pied en contrebas de la falaise. Il s'agit donc plus d'une banquette que d'une réelle plate-forme, selon la classification adoptée par E. Bird (2000). Elle peut souvent être qualifiée de médiolittorale, puisque, bien qu'émergée, elle reçoit en permanence des paquets de mer lors du déferlement des vagues.

Nous avons, par ailleurs, déjà abordé précédemment l'existence de banquettes littorales composées de blocs disjoints. Leur origine a été expliquée par la dislocation d'une plate-forme en place ou par l'attrition de blocs tombés de la falaise avec une faible dispersion (*cf.* Section A.2.e.). Nous ne reviendrons pas sur leurs caractéristiques.

2 - Une position haute liée aux tempêtes

La plate-forme émerge souvent quelques décimètres à 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer et n'est donc jamais totalement recouverte à marée haute. Cette élévation correspond au niveau d'attaque maximale des vagues (Marie, 2003), entre les plus hautes mers et la position des déferlements lors de fortes houles. Les coups de boutoir des vagues martèlent la paroi plusieurs décimètres à plus d'un mètre au-dessus du niveau moyen de la mer durant les tempêtes ordinaires. Le délogement de blocs et l'abrasion de la falaise

lorsque les vagues sont armées de débris s'opèrent à cette hauteur. Lors de mouvements gravitaires, l'entraînement des matériaux est limité à cette élévation en deçà de laquelle le choc initial n'a pu fragiliser la roche. Le retrait de la falaise lors des tempêtes laisse donc un palier sous ce niveau d'érosion préférentielle. Dans les roches fortement diaclasées, ce « pied de roche » peut être démembré ultérieurement par le travail des vagues après dispersion de la masse éboulée.

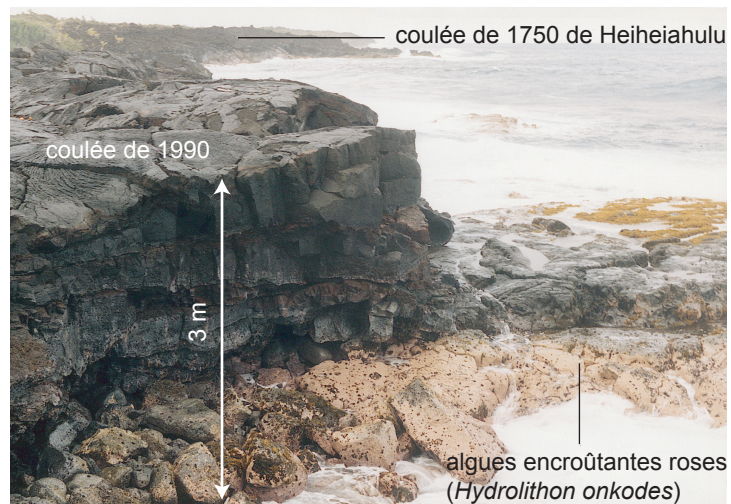
On retrouve ce niveau dans le plancher des grottes marines situé 0,5 à 1 m, parfois un peu plus, au-dessus du niveau moyen de la mer. A la Réunion, des grottes légèrement au-dessus du niveau de la mer avaient déjà été reconnues et attribuées à un soulèvement de la côte (Robert, 1974). Après la formation d'une arche littorale, cette plate-forme peut être sauvegardée. La destruction de l'arche et de l'éventuel pinacle laisse également en place une plate-forme au-dessus du niveau de la mer, parfois temporairement. Enfin, l'abaissement de la plate-forme sommitale par dépavage et délogement de blocs finit par former une plate-forme de haute mer.

3 - Discussion sur la durée nécessaire pour la genèse d'une banquette d'érosion

Au pied des deltas de lave récemment éteints, la plate-forme ne peut se former en raison du démantèlement rapide de la roche mal consolidée par les vagues. Les premières banquettes observées se situaient donc dans des coulées de plusieurs dizaines d'années.

A l'est du delta de lave de Kaimū construit en 1990, à Kalaehiamoe, nous avons ainsi observé trois plates-formes situées 0,5 à 1 m au-dessus du niveau de la mer, larges de quelques mètres à 25 m et s'avancant vers l'océan de 10 à 15 m. Leur individualisation pourrait s'expliquer par le recul de la falaise au niveau de promontoires (régularisation longitudinale), le recul maximum pour le delta de Kaimū ayant été estimé à 12 m entre août 2001 et septembre 2002 (cf. figure 27). La continuité sur la falaise interne semble effectivement établie, la surface de la plate-forme se situant au niveau d'une discontinuité entre deux unités laviques (photo 76). Il pourrait cependant s'agir de reliques d'une coulée plus ancienne. On trouve, en effet, une plate-forme du même type plus à l'est, située 30 cm au-dessus du niveau moyen de la mer, qui est surmontée par la coulée 'a'ā de Heiheiahulu datant de 1750. De plus, les trois plates-formes sont les seules de tout le delta de Kaimū qui s'étend sur 3 km de long. L'origine de ces trois plates-formes reste donc indéterminée puisqu'autant d'arguments peuvent être avancés en faveur d'une origine érosive que d'une origine structurale.

Les coulées du Mauna Ulu, ayant atteint l'océan entre 1969 et 1973, ont été attaquées en plates-formes avec plus de certitude. Ainsi, à Kealakomo, la plate-forme en escalier commence à individualiser un niveau environ 1 m au-dessus du niveau de la mer (cf. photo 74). Des banquettes mieux formées existent au pied des falaises de quelques



Bien que située quelques décimètres au-dessus du niveau de la mer, la plate-forme est immergée à chaque déferlement.

Photo 76 : Raccordement d'une plate-forme intertidale à la coulée de 1990 à Kalaehiamoe (juillet 2003)

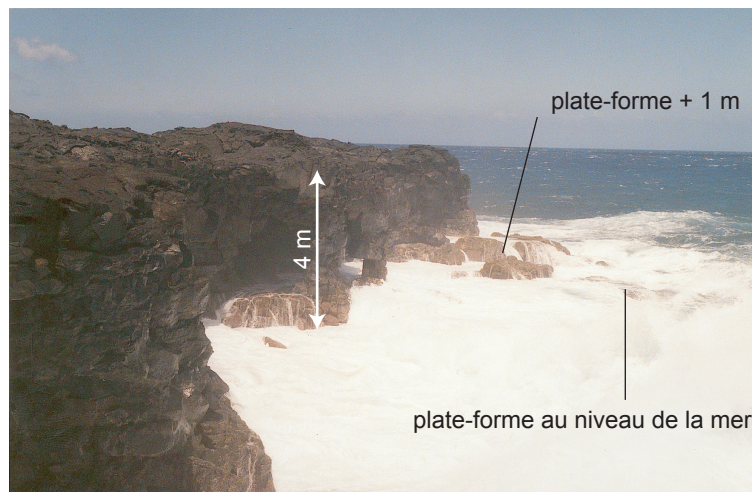


Photo 77 : Plate-forme en cours de formation par recul d'arches et de grottes à l'est de Ka'ena Point taillées dans des coulées de quelques centaines d'années (avril 2001)



Photo 78 : Plate-forme à rempart externe de Kalea (sud de Puna)

centaines d'années de la côte méridionale de Puna, mais elles restent circonscrites sur une dizaine de mètres de large et de long (photo 77).

c) Les gradins de tempête

D'autres plates-formes dégagées par l'érosion se trouvent en position nettement supralittorale, 1,5 à 3 m au-dessus du niveau de la mer. Ces gradins de tempête, larges et hauts de quelques mètres, se sont constitués par délogement de blocs à la faveur de limites structurales à la faveur d'événements météo-marins exceptionnels (Marie, 2003). On trouve souvent de gros blocs éboulés à leur surface, montrant que la forme est toujours active. Nous avons également observé en un point, à Ka'ena Point, une grotte en cours de création en milieu de falaise, environ 3 m au-dessus du niveau moyen de la mer, preuve de l'efficacité de certaines tempêtes nettement au-dessus du niveau de la mer. Ces gradins sont semblables à ceux décrits sur d'autres littoraux volcaniques (Bodéré, 1971 ; Robert, 1974 ; Pomel, 1986 ; Etienne, 1995) ou aux plates-formes étroites signalées sur les côtes occidentales de Victoria, en Australie, larges de 3 à 6 m, et se trouvant jusqu'à 60 m au-dessus des hautes mers (Bird, 1984). Ces dernières ont été interprétées comme des plates-formes de formation actuelle lors des tempêtes et non comme des terrasses marines héritées d'anciens niveaux eustatiques, même si l'on peut douter de l'efficacité des tempêtes à des hauteurs aussi élevées.

Au pied des grandes falaises du nord de l'île, on trouve également des plates-formes de tempêtes, qui semblent moins tributaires de la structure de la roche. Elles ont pu être autrefois attribuées à de hauts niveaux pléistocènes, 5 et 25 pieds au-dessus du niveau de la mer (Stearns, 1946 ; Moberly *et al.*, 1963 ; Stearns, 1966). Nous avons vu que de tels hauts niveaux n'ont jamais été atteints sur l'île d'Hawaï (*cf.* Chapitre I. Section B.4.), leur origine ne pouvant donc s'expliquer que par des tempêtes. Les banquettes d'une quinzaine de mètres de large, existant uniquement sur la face exposée aux houles des îles de Poakalani et Mokupūkū, que nous avons déjà signalées, en sont de bons exemples. Il est pourtant possible que le façonnement de certaines d'entre elles ait été entamé il y environ 2 000 ans, lors de la remontée du niveau eustatique de quelques mètres, surtout sur l'île d'O'ahu (*cf.* figure 80).

d) Les plates-formes intertidales

Les mouvements gravitaires et les grottes marines peuvent aussi éventuellement démanteler la falaise jusqu'au niveau de base, façonnant une plate-forme littorale comme sur la côte d'Hāmākua-Hilo, souvent difficilement observable. Ainsi, dans la baie d'Onomea, au nord de Hilo, une étroite plate-forme littorale discontinue, large au maximum de 2 m, s'est développée au pied d'un léger encorbellement sur la falaise. La marée basse (30 cm sous le

niveau moyen de la mer) et la faible hauteur des vagues nous ont permis de l'apercevoir alors qu'elle ne situe qu'entre 0 et 10 cm au-dessus du niveau moyen de la mer.

En outre, la présence d'une plate-forme d'abrasion, à Kalaehiamoe, à l'est des trois plates-formes décrites précédemment, prouve que l'érosion mécanique des galets peut amener à la genèse d'une plate-forme en position littorale à Hawaï.

e) Les plates-formes infralittorales

Les portions de plates-formes d'érosion marine sont néanmoins inhabituelles à Hawaï et il est plus commun de trouver une falaise plongeante avec à ses pieds une masse éboulée discontinue. Les banquettes sont en fait les témoins des reculs les plus récents de l'abrupt côtier. L'élévation du niveau de la mer, en raison de la subsidence volcano-isostasique de l'île d'Hawaï et de mouvements tectoniques soudains, submerge la plate-forme d'érosion marine qui se retrouve rapidement en position infralittorale. Les falaises taillées dans des coulées d'un ou plusieurs milliers d'années ne possèdent ainsi généralement pas de banquette de haute mer, mais parfois des gradins de tempête ou une plate-forme intertidale. La submersion des côtes de l'île d'Hawaï explique également le fait que ces plates-formes d'érosion marine soient généralement étroites à Hawaï, le temps nécessaire à leur formation n'étant même pas toujours atteint.

f) L'absence de plate-forme d'érosion marine

Lorsque la résistance de la roche est importante, l'énergie délivrée par les vagues ne permet pas toujours la formation d'une plate-forme d'érosion marine, d'autant plus que la durée de l'attaque marine à une même élévation est courte, en raison de la hausse du niveau marin (élévation de 50 cm tous les 127 ans). C'est la raison pour laquelle des falaises plongeantes semblent ne pas évoluer, tels l'abrupt côtier de certains promontoires taillés dans une coulée 'a'ā massive qui correspond encore au front de la coulée dégagée de sa gangue de gratons.

2. Les facteurs contrôlant la hauteur des plates-formes d'érosion marine à Hawaï

Plusieurs facteurs contrôlent la hauteur des plates-formes d'érosion marine (Wentworth, 1938 ; Gill, 1972 ; Hills, 1972 ; Kirk, 1977 ; Trenhaile, 1980 ; Sunamura, 1991) :

- la hauteur des vagues ;
- la structure de la roche ;
- la résistance des roches ;

- l'altération de la roche ;
- le marnage.

C'est la raison pour laquelle la hauteur de la plate-forme peut diverger considérablement d'un point à l'autre du trait de côte. Tous ces facteurs influent et il est souvent difficile de comprendre leur part relative. A Hawaï, l'un des paramètres peut d'ores et déjà être négligé. Le marnage est, en effet, très faible ne peut favoriser le développement de plates-formes à fortes pentes. En revanche, une autre variable peut être ajoutée sur les îles volcaniques récentes. Selon la durée d'évolution, la position de la plate-forme d'érosion marine pourra fluctuer.

a) L'élévation du niveau marin

En raison de la remontée du niveau de la mer, toutes les plates-formes d'érosion marine n'ont pas commencé à être façonnées au même niveau de base sur l'île d'Hawaï. Elles vont progressivement être submergées, devenant inactives. La plate-forme de haute mer ou intertidale constitue donc un état transitoire avant le stade ultime de plate-forme infralittorale, beaucoup plus répandue, on l'a dit, sur l'île d'Hawaï comme sur beaucoup d'autres îles volcaniques (Robert, 1974).

Une fois la plate-forme immergée, une nouvelle plate-forme peut éventuellement se former au-dessus. Il faut pour cela attendre que le niveau de la mer soit suffisamment haut pour que l'énergie de la vague ne soit plus dissipée par l'ancienne banquette et que le déferlement en volute atteigne la falaise (Carter, 1988).

Les plates-formes peuvent être également recouvertes par des coulées de lave, formant de nouveaux deltas de lave. Pour que de larges plates-formes d'érosion marine se forment, il faut que le volcan termine son stade de construction du bouclier, les éruptions étant ensuite plus épisodiques et, le plus souvent, sommitales (Moore *et al.*, 1989). Sur le plus long terme, lorsque l'île s'est éloignée du point chaud, les variations eustatiques du niveau marin et l'éventuel exhaussement volcano-isostasique entraînent l'émersion de ces terrasses, comme sur l'île d'O'ahu (*cf.* Chapitre I. Section B.4.c.).

b) L'intervention de la structure de la roche

Comme sur de nombreuses autres plates-formes d'érosion marine dans différents types de roche, la structure de la roche joue un rôle primordial dans sa morphologie de surface et son altitude (Trenhaile, 1980). Le recul de la falaise s'effectue le long de limites majeures, diaclases subhorizontales ou séparation entre deux unités laviques. La hauteur des plates-formes d'érosion marine est donc très fortement contrôlée par la structure de la

roche, particulièrement lors d'une érosion par destruction d'arches littorales ou par abaissement d'une plate-forme en escalier. C'est l'une des raisons principales des différences observées dans la hauteur des plates-formes en cours de création à Hawaï.

L'individualisation de la plate-forme peut également se réaliser par érosion différentielle. Nous avons, par exemple, observé à proximité de la pointe septentrionale de l'île d'Hawaï, 'Upolu Point, des plates-formes de tempête jusqu'à 3 m au-dessus de la mer, bornée en arrière par une falaise meuble, dont le niveau coïncide avec la limite entre le basalte frais et le basalte altéré (*cf.* photo 47). La plate-forme d'érosion marine entre Ka Lae et Kaulana Point est également limitée par une falaise taillée dans les cendres de Pāhala recouvrant les coulées de lave. De même, il existe sur certaines coulées 'a'ā des plates-formes limitées par une microfalaise interne créée par l'abrasion des scories.

Certaines des plates-formes intertidales ou supralittorales sont, en outre, totalement structurales, correspondant à une coulée sous-jacente ou une portion inférieure plus résistante qui n'a pas été détruite. De nombreuses banquettes en contrebas des falaises de la côte méridionale de l'île d'Hawaï pourraient ainsi s'expliquer par des plates-formes construites retrouvées (*cf.* les trois plates-formes de Kalaehiamoe *supra* et banquette de Kanakaloloa *infra*). Il est souvent difficile de savoir si la banquette dégagée par l'érosion correspond à une unité lavique plus ancienne que celles de la falaise sus-jacente ou non. L'absence de plate-forme d'érosion marine au pied des banquettes de lave récentes, qui ne reposent pas sur d'anciennes coulées, est un autre indice de l'origine structurale de nombreuses plates-formes.

c) L'exposition aux houles

De nombreux auteurs à travers le monde ont noté l'influence de l'exposition aux houles dans la hauteur des plates-formes d'érosion marine (Gill, 1972 ; Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1991 ; Pinot, 1998). Plus le secteur est abrité, plus les plates-formes sont basses. Cela a été observé à plusieurs reprises sur l'île d'Hawaï, à l'échelle d'anses. Ceci montre une fois de plus le caractère destructeur des vagues lors des tempêtes, les promontoires très battus pouvant alors être atteints par les déferlantes plusieurs mètres au-dessus du niveau de la mer, contrairement aux fonds de baies.

Il existe cependant des contre-exemples. A l'est de Puna, les promontoires de Kaloli Point et 'Auwae sont, par exemple, attaqués préférentiellement, formant des plates-formes en escalier. La falaise est, de ce fait, souvent plus basse que dans la baie entre ces deux pointes.

Les falaises taillées dans les tufs palagonitiques du sud-est O'ahu nous fournissent un bon exemple de la variation de la hauteur des plates-formes selon l'exposition aux houles,

en raison de leur résistance moindre. Il faut néanmoins garder à l'esprit que d'autres agents ont pu intervenir en sus d'Hawaï, comme la corrosion littorale, très active, ou les variations eustatiques du niveau de la mer, et que le contrôle structural est très important. Dans le secteur de *Hālonā Blowhole*, les plates-formes sont étagées en escalier, d'une part, depuis l'anse au nord du trou souffleur vers le promontoire, et parfois, d'autre part, depuis la mer vers l'intérieur des terres. La hauteur des plates-formes, cartographiées par C.K. Wentworth (1938, p. 21), varie entre 7,6 et 0,5 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Nous avons fait des observations similaires dans les secteurs de Koko Kai Beach Park (hauteur variant de 6,5 à 0,5 au-dessus du niveau de la mer) et de l'anse de Kahauloa. Il semble également que les plates-formes soient plus larges au niveau des pointes.

Les tufs lithifiés étant beaucoup moins diaclasés que les basaltes, il est difficile de comprendre l'origine des marches d'escalier, dont l'escarpement abrupt peut dépasser le mètre. Nous avons vu que cette roche pouvait être débitée en gros blocs plurimétriques (*cf.* photo 75), mais il ne semble pas que la dynamique actuelle des plates-formes sus-nommées soit un abaissement par délogement de blocs, mais plutôt par corrosion (*water-level weathering*, *cf.* Troisième Partie. Chapitre II. Section C.4.). Les deux processus pourraient agir de concert, le démantèlement en blocs se réalisant durant les épisodes tempétueux paroxysmaux.

3. L'évolution des plates-formes en milieu littoral

L'abaissement (*downwearing*) éventuel de la plate-forme d'érosion ou construite, qu'elle soit littorale ou supralittorale, s'effectue par retouches successives et généralement localisées (basculement de dalles, élargissement de chenaux d'origine partiellement structurale, délogement de blocs, dépavage, poli d'abrasion, corrosion littorale). Nous n'étudierons donc pas ici la genèse de ces formes de détail puisqu'il en sera question dans la troisième partie. Nous souhaitons néanmoins prendre l'exemple d'une banquette, située dans la baie de Kanakaloloa, au sud de Puna, afin d'illustrer la morphologie et l'évolution des plates-formes littorales dans les roches volcaniques. Nous traiterons ensuite des plates-formes possédant un rempart externe, caractéristiques des littoraux volcaniques.

a) L'évolution de la banquette de la baie de Kanakaloloa

Cette banquette correspond à une ancienne coulée pāhoehoe qui possède la particularité d'être limitée, sur sa marge interne, par une falaise haute d'une quinzaine de mètres, possédant plusieurs paliers, et taillée dans des coulées 'a'ā plus récentes. La présence, sur la falaise, du niveau supérieur de la coulée pāhoehoe permet d'apprécier l'abaissement de la plate-forme depuis sa mise en place.

La figure 94 présente un M.N.T. réalisé à partir de levés effectués en juin 2001 au théodolite. La précision des altitudes n'est donc que de l'ordre du centimètre. Le niveau moyen de la mer a été déterminé à partir des relevés marégraphiques de Hilo, située à plusieurs dizaines de kilomètres de là, et reste donc également imprécis.

La banquette, longue de 45 m pour une vingtaine de mètres de large, possède un chenal d'écoulement qui permet l'évacuation de l'eau de mer vers une portion déprimée à l'ouest, qui n'a pas été cartographiée en raison de déferlements permanents sur sa surface. Plusieurs chenaux et exutoires secondaires existent également. Des blocs éboulés métriques se trouvent sur la partie proximale de la plate-forme, d'autres sont en partie immergés en avant de la banquette.

Lorsque la coulée pāhoehoe s'est mise en place entre 450 et 1200 apr. J.-C, le niveau de la mer se trouvait 2 à 4 m sous le niveau actuel. Le front de la banquette a été attaqué en falaise. Tout en reculant, cette falaise a été progressivement submergée. Les paquets de mer et embruns atteignaient très certainement la partie sommitale de la banquette, sur sa marge externe, apportant quelques retouches (délogement de blocs, corrosion littorale). Entre 1200 et 1500 apr. J.-C, des coulées 'a'ā ont recouvert la plate-forme, probablement dans sa totalité. Le recul de la falaise a petit à petit exhumé l'ancienne banquette, qui a de nouveau pu évoluer. Se trouvant désormais quelques décimètre au-dessus du niveau de la mer, l'attaque mécanique des vagues, éventuellement armées de débris, est beaucoup plus efficace. Les vagues déferlent, en effet, sur la banquette en permanence, même à marée basse. La plate-forme est rainurée, parsemée de mares plus ou moins larges, certaines de ces formes approfondissant juste la morphologie originelle de la coulée.

L'abaissement de la plate-forme peut être estimé sur sa partie proximale entre 0,8 et 1,5 m grâce à l'altitude du toit de la coulée sur la falaise, une grande partie ayant été réalisée après son exhumation, c'est-à-dire en quelques centaines d'années. La portion orientale de la banquette, située 1 m environ au-dessus du niveau moyen de la banquette, correspond également au sommet de la coulée. Sa préservation s'explique peut-être par la présence d'un récif au large, correspondant à une épine de lave, qui protège ce secteur de la houle.

b) Le cas des plates-formes à rempart externe

La présence d'un léger rempart externe rend également intéressante la banquette de la baie de Kanakaloloa. D'autres plates-formes supralittorales basaltiques, souvent construites, possèdent une surélévation dans leur partie distale à Hawaï (figure 95). Il ne s'agit d'ailleurs pas toujours d'un rempart, mais d'un « pseudo-rempart » puisqu'il ne se marque souvent que par une contre-pente (figures 96). Cette forme est généralement discontinue, mais peut se retrouver sur plusieurs centaines de mètres de long. On la trouve sur des plates-formes de tout âge, de quelques dizaines à plusieurs milliers d'années

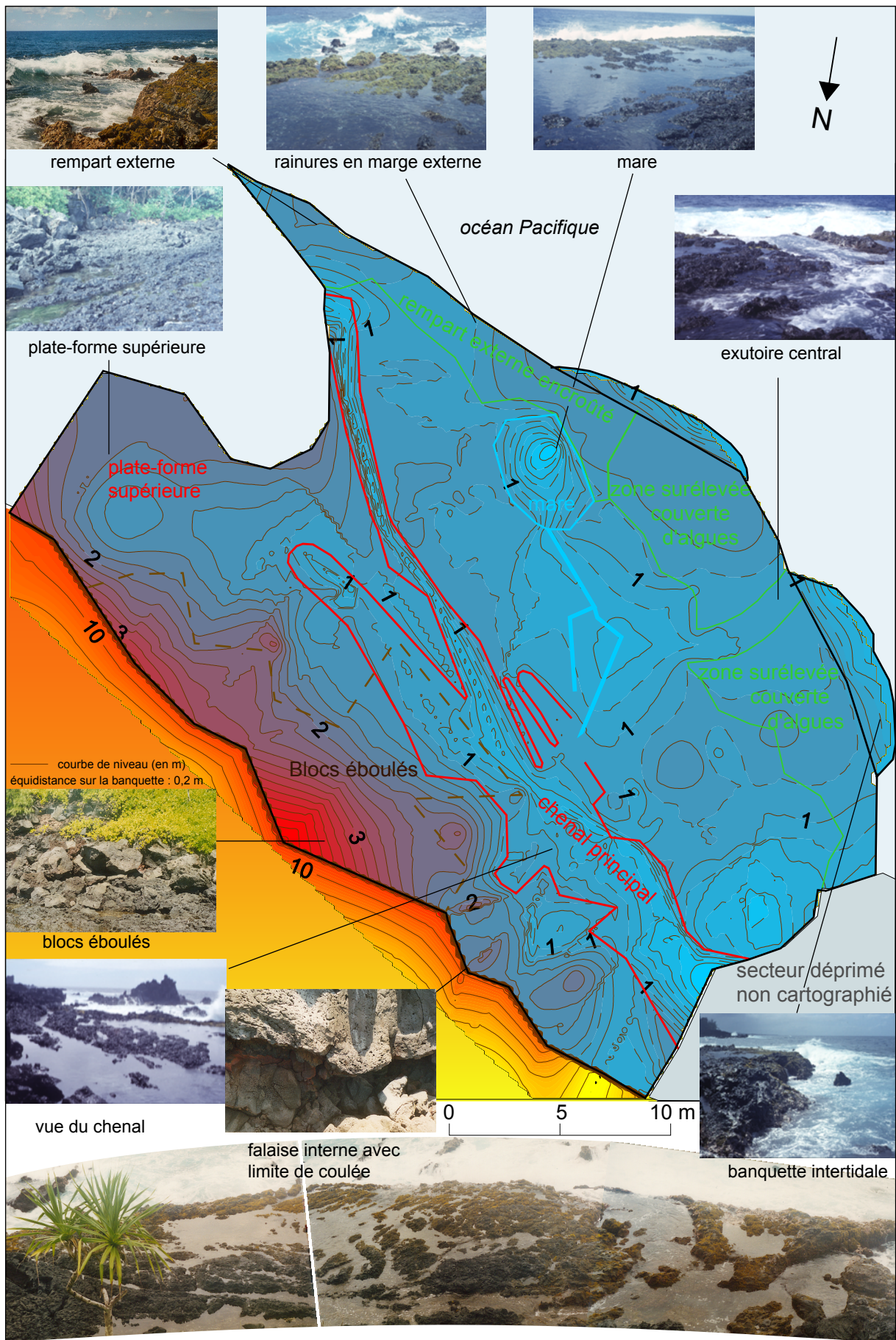


Figure 94 : M.N.T. de la banquette de la baie de Kanakaloloa

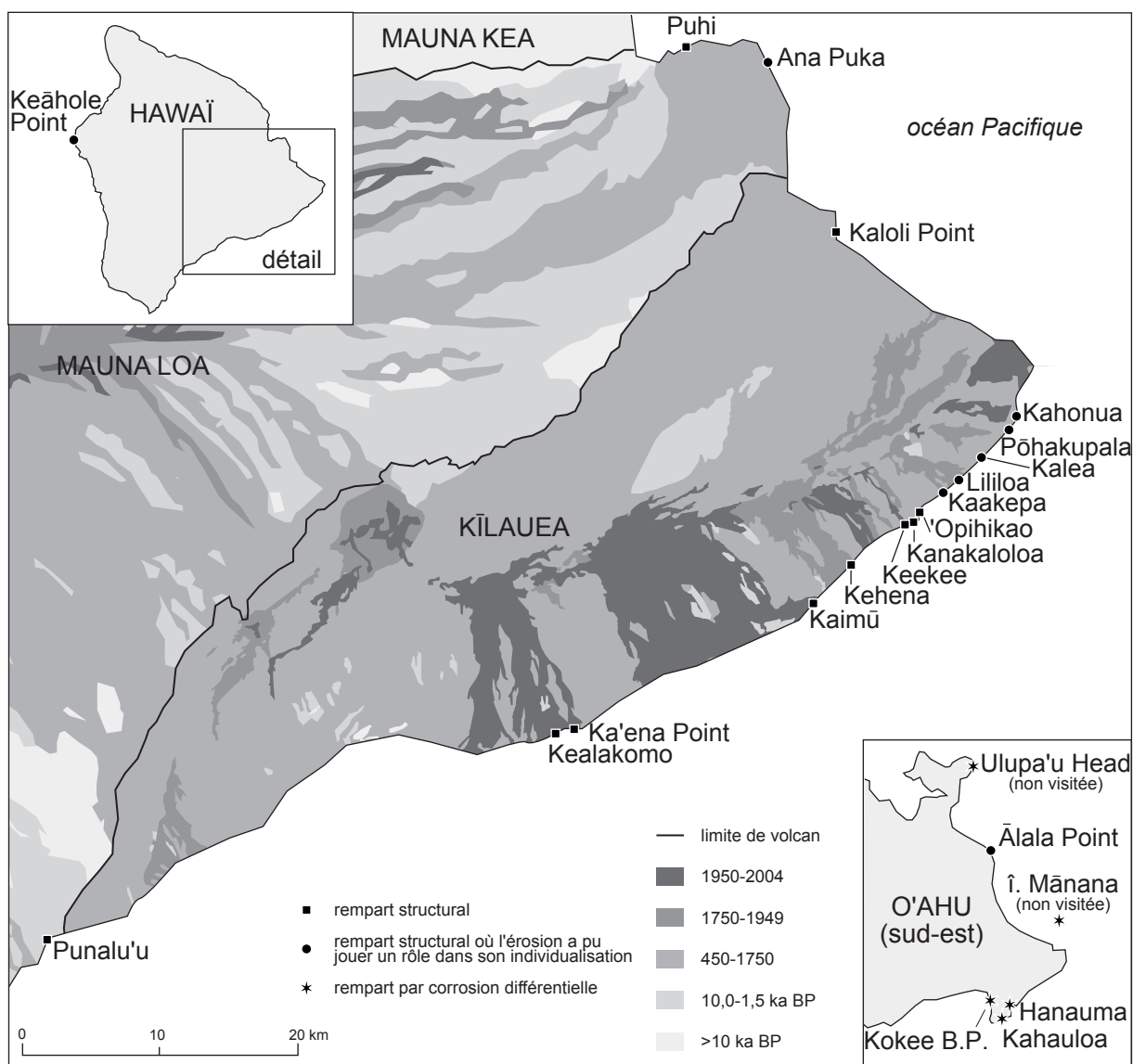


Figure 95 : Localisation des plates-formes à rempart externe sur les îles d'O'ahu et Hawaiï

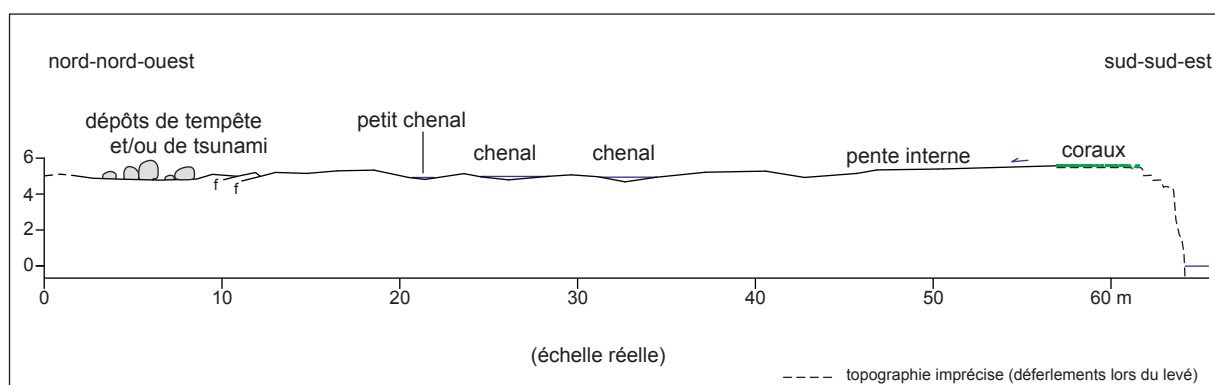


Figure 96 : Profils topographiques de la plate-forme à "pseudo-rempart" externe de Kaakepa (sud de Puna)

d'évolution. Le dénivelé, de l'ordre d'1 dm à plus d'1 m, peut s'expliquer de deux façons : soit il s'agit d'un rempart structural (rempart construit, *cf.* figure 80), soit la forme a été individualisée par une évolution différenciée de la marge externe par rapport à la partie interne de la plate-forme, une solution intermédiaire étant possible.

La présence d'un rempart externe est courante sur les plates-formes d'érosion marine excavées dans des roches volcaniques (Guilcher *et al.*, 1962 ; Guilcher et Bodéré, 1975). Celui-ci a souvent été attribué à une corrosion différentielle entre la partie distale et les parties centrale et proximale de la plate-forme. Le ressaut en marge externe de la plate-forme n'est donc ni construit ni structural et se marque par une rupture de pente souvent plus nette que celle observée sur les littoraux volcaniques récents de l'île d'Hawaï. La morphologie de ces remparts d'altération différentielle et les dynamiques exactes qui sont à leur origine seront discutées dans la troisième partie de la thèse dans laquelle nous développons les processus de corrosion littorale.

Selon nous, même si la corrosion littorale intervient dans la morphogenèse de certaines plates-formes de l'île d'Hawaï, elle ne peut expliquer la présence sur sa partie distale d'un rempart. Les plates-formes à rempart externe formées par corrosion différentielle ne se trouvent donc que dans les tufs palagonitiques de l'île d'O'ahu, c'est-à-dire là où les processus de météorisation sont les plus efficaces.

La présence d'une contre-pente sur certaines plates-formes de l'île d'Hawaï s'explique donc par d'autres raisons. Elle provient essentiellement de la morphologie originelle de la plate-forme, lors de sa mise en place. Cette origine structurale de nombreux remparts externes a déjà été notée sur d'autres plate-forme littorales à travers le monde (Gill, 1972). Ainsi, nous avons observé des tumuli en bordure de plates-formes récentes, parfois en partie coupés par le travail de l'océan, formant un rempart localisé, atteignant parfois 1,5 m de dénivelé. Aux Canaries, R.S. Pomel (1986) évoque le freinage du flot lavique lors de son entrée dans la mer pour expliquer certains remparts. Nous avons vu que le recul rapide des deltas de lave à Hawaï ne pouvait préserver un éventuel rempart par rebroussement de la coulée.

La partie déprimée en arrière de la contre-pente observée sur certaines plates-formes peut toutefois avoir tendance à s'approfondir par abrasion ou dépavage. On y trouve en effet souvent un chenal alimenté à chaque déferlement. L'exemple de la banquette de Kalea est, à cet égard, intéressant (figure 97 et photo 78). On y observe, en effet, des traces de corrosion littorale, de rainurage par les blocs de tempête et de délogement de blocs sur le revers de la contre-pente (*cf.* photos 80 et 81).

En définitive, l'évolution des plates-formes ne se caractérise sur l'île d'Hawaï que par des retouches localisées, qui, dans certains cas, permettent un abaissement préférentiel de leur partie centrale ou proximale, limitée par une contre-pente d'origine structurale en marge

externe. Une grande partie des « pseudo-remparts » observés sur les littoraux récents d'Hawaï sont néanmoins strictement d'origine structurale.

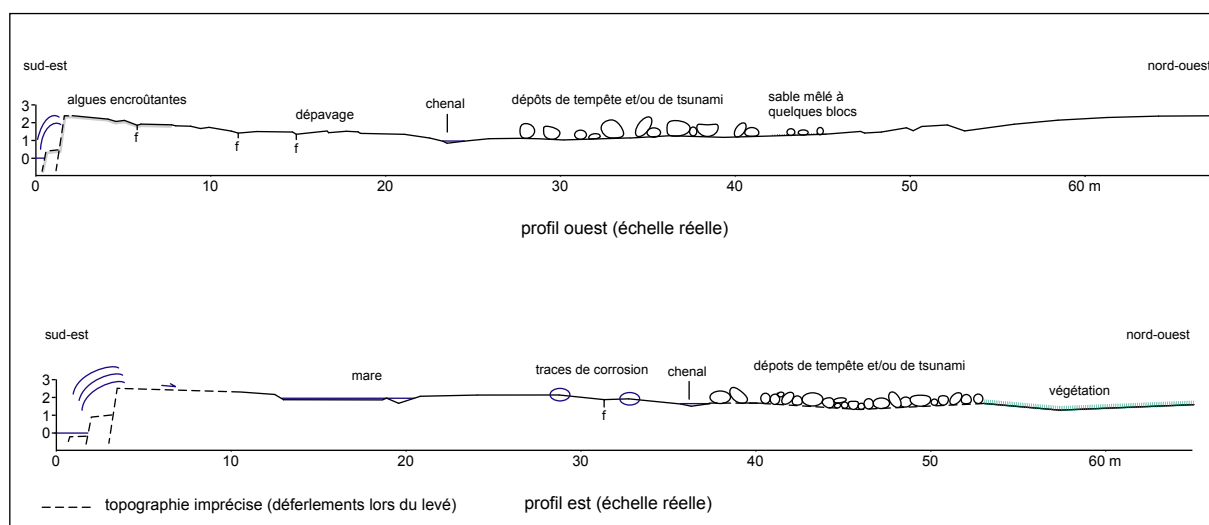


Figure 97 : Profils topographiques de la plate-forme à rempart externe de Kalea

Conclusion de chapitre

Au cours de ce chapitre, nous avons reconstitué les différents processus d'ablation des falaises basaltiques. Les processus gravitaires de versant apparaissent comme les agents les plus efficaces dans le façonnement des côtes volcaniques. Les mécanismes déclenchant ces processus ont été détaillés. A cet égard, l'action des vagues, notamment celle des alternances pressions/dépressions facilitées par le diaclasage de la roche, a été soulignée. La part du recul attribuée à l'attaque directe des vagues est parfois surévaluée ou sous-évaluée. A Hawaï, elle joue souvent le rôle d'amorce et peut accompagner la chute. Les vagues sont également capables de déloger des blocs et d'excaver la roche par abrasion lorsqu'elles sont chargées en sédiments. Le recul de la falaise s'effectue alors par des systèmes morphogéniques complexes qui sculptent l'escarpement avant son retrait. Deux modèles ont été mis en évidence : évolution par genèse et destruction de grottes et d'arches et évolution par dépavage du replat sommital.

Les abrupts côtiers possèdent généralement à leur pied des blocs souvent métriques, témoins d'anciens mouvements de masse. Seuls les dépôts au pied des falaises les plus

récentes, mais résistants, sont facilement re-mobilisés et subissent une attrition. L'effet de protection de ces blocs est probablement moins important que sur la plupart des autres rivages en raison de leur position en partie immergée. Le choc des vagues, la gravité et, éventuellement, la météorisation de la roche déstabilisent tout ou partie de la paroi. Il peut s'agir de processus individuels (chute d'une pierre par simple gravité, excavation d'un bloc par le choc d'une vague de tempête), mais ce sont le plus souvent des processus collectifs. L'éboulement, avec désagrégation clastique lors de la chute, est le mécanisme le plus courant sur les côtes volcaniques. Nous avons mis en évidence la présence d'éboulements d'origine marine lorsque la falaise n'est haute que de quelques mètres et que la gravité ne peut jouer un rôle majeur. Ce processus participe activement au recul du trait de côte, notamment sur les coulées les plus récentes. Les écroulements, qui correspondent à une chute en grande masse sans fracturation des matériaux, sont possibles sur les falaises les plus anciennes. Leurs dépôts peuvent difficilement être différenciés de ceux des effondrements, qui nécessitent eux une mise en surplomb, et sont plus fréquents. Les basculements de pans rocheux sur l'abrupt côtier sont fréquents sur les falaises les plus récentes, tandis que les glissements opèrent sur les falaises pléistocènes. Bien qu'il s'agisse de processus gravitaires, leur action se réalise sur un versant marin, et l'action des vagues est essentielle pour entretenir leur activité, par leur rôle d'amorce et l'éventuel déblaiement des débris, particulièrement lors de tempêtes.

Dans certaines conditions, l'érosion de l'abrupt côtier se réalise en plusieurs étapes, façonnant des formes de taille moyenne, qui, une fois détruites, entraînent le recul de la ligne de rivage. Pour que des grottes marines et des arches littorales se forment, l'exposition aux houles doit être suffisante puisque les dynamiques marines sont à leur origine. La falaise doit également être assez haute pour permettre leur individualisation. Enfin, leur genèse nécessite souvent des différences structurales que l'érosion différentielle va pouvoir mettre en valeur. La genèse de gradins par délogement de blocs ou dépavage ne requiert pas forcément une forte exposition, bien que l'action des vagues soit également essentielle. L'étagement semble même apparaître préférentiellement dans les endroits moins exposés, en fond de baie. Sa formation est fortement conditionnée par la structure de la roche, qui doit être très diaclasée, et la hauteur de la falaise, qui doit être inférieure à 5 m.

L'évolution par genèse et destruction des grottes et arches littorales est typique des littoraux volcaniques, qu'ils soient récents ou anciens, mais se remarque surtout sur les coulées de quelques dizaines à quelques centaines d'années, lorsque le recul n'est ni trop rapide, ni trop lent. La grotte se forme par excavation basale de blocs, recoupant parfois d'anciens tubes de lave ou un niveau de brèches. L'approfondissement et l'effondrement de la voûte de grottes contiguës peuvent donner lieu, sur les falaises peu résistantes, souvent récentes, à l'individualisation de longs promontoires. Ces derniers sont alors généralement à leur tour attaqués en grottes par affouillement basal, le recoupement de deux cavités formant une arche. Lorsque la roche est plus résistante, les grottes s'approfondissent plus lentement et ont tendance à se recouper latéralement. Une grotte à arcades se forme, des piliers

soutenant le toit de la cavité. Des trous souffleurs se créent parfois au sommet des grottes par élargissement progressif d'un conduit et délogement de blocs, notamment au débouché de la trouée. Ces formes semblent plus nombreuses au-dessus des grottes ayant été ennoyées par l'élévation du niveau marin, en raison de l'amplification des contraintes de pression qu'elle entraîne. Le plafond de la grotte peut s'effondrer, notamment au niveau de trous souffleurs ou de fractures, formant des puits. Les arches finissent également par s'effondrer, laissant en place un pinacle rocheux lorsqu'elle est suffisamment épaisse. Une fois l'éventuel pinacle détruit, il ne reste au niveau de l'ancien cap qu'un amas de blocs à moitié immergés, la partie supérieure ayant été rapidement évacuée, ou parfois une banquette de haute mer, correspondant à l'ancien plancher de la grotte.

La destruction des replats sommitaux en gradins est un mode de genèse particulier qui, jusqu'ici, n'avait jamais été vraiment étudié. Elle affecte des coulées d'une centaine à quelques milliers d'années et peut mener à la formation d'une plate-forme en escalier ou d'un sillon à amphithéâtre distal. L'excavation des blocs s'effectue par dépavage, sur une surface horizontale, et par délogement, sur une surface verticale ou par un défonçage latéral. Lorsque les gradins se forment sur les promontoires, ils sont généralement plus élevés en raison de la plus forte exposition aux houles, notamment dans les tufs palagonitiques.

Les falaises de l'île d'O'ahu tronquant des tufs volcaniques peuvent, en effet, reculer par la genèse de plates-formes en escalier, les blocs délogés étant généralement plus grossiers. Les mouvements gravitaires ne sont pas absents de l'abrupt côtier, mais l'ablation du matériel s'effectue essentiellement par corrosion littorale et bioérosion.

Le recul de l'abrupt côtier peut façonner une plate-forme d'érosion marine. Elle est généralement de dimension limitée, formant une banquette, large et longue d'une dizaine de mètres, 0,5 à 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer, c'est-à-dire au niveau de l'attaque maximale des vagues lors des tempêtes ordinaires. Ces banquettes de haute mer se développent sur les littoraux récents, de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années. Elles sont fortement contrôlées par la structure de la roche et peuvent même correspondre à une banquette construite et exhumée par le retrait de la falaise. Lors de tempêtes exceptionnelles, le délogement des blocs peut créer un gradin sur l'escarpement, 1,5 à 3 m au-dessus de l'océan. Certaines plates-formes se forment également dans l'étage intertidal par attaque basale de la falaise. En raison de l'élévation du niveau marin, ces formes d'érosion finissent par être submergées, expliquant leur rareté sur le pourtour de l'île d'Hawaï. Dans le futur, une étude de ces formes sous-marines pourrait être envisagée pour mieux appréhender la vitesse et les modalités de leur genèse. Sur l'île d'O'ahu, l'exhaussement volcano-isostasique a permis l'émersion de plates-formes héritées d'un ancien niveau marin et réactivées aujourd'hui.

Il convient enfin de souligner que certaines côtes volcaniques évoluent peu, l'attaque des vagues se bornant à quelques retouches sur l'abrupt côtier ou la plate-forme. La dynamique peut également être stoppée par l'ennoiement de la falaise. Les autres falaises ne reculent, par ailleurs, que de façon circonscrite dans le temps et dans l'espace, l'escarpement restant plus ou moins figé la plupart du temps. Le prochain chapitre nous permettra de mieux appréhender la temporalité de la morphodynamique des falaises.

CHAPITRE III – UN RYTHME D'ÉVOLUTION DISCONTINU

A. Les événements morphogènes

1. Les séismes
2. Les tsunamis
3. Les événements climatiques exceptionnels

B. Les ruptures dans l'évolution des littoraux volcaniques

1. Les mouvements de terrain géants
2. Les méga-tsunamis

C. Tentative d'évaluation des rythmes de recul des falaises basaltiques

1. Les techniques utilisées
2. L'interprétation des résultats

Introduction

Après avoir analysé de quelles façons sont façonnées les côtes rocheuses volcaniques d'Hawaï, nous nous intéresserons dans ce chapitre au rythme de leur recul, marqué par des discontinuités à plusieurs échelles de temps. L'évolution s'effectue, en effet, essentiellement lors d'événements paroxysmaux séparés par des périodes de repos. Ces épisodes morphogènes peuvent être d'origine interne ou externe et leurs conséquences régionales ou locales. Nous détaillerons dans la première section du chapitre les causes des différents phénomènes et leurs conséquences morphologiques.

Dans un deuxième temps, nous changerons d'échelle pour nous placer dans une perspective à long terme et traiter de ruptures majeures qui bouleversent entièrement la morphologie des îles volcaniques de point chaud et, par conséquent, leurs littoraux.

La discontinuité temporelle des processus conduit à des vitesses d'évolution différenciées qui feront l'objet de la deuxième section. La tentative de quantification du recul des falaises basaltiques s'est heurtée à différents obstacles que nous énumérerons. Elle a néanmoins abouti à une estimation qui montre le caractère dégressif de la vitesse d'érosion des côtes volcaniques.

A. Les événements morphogènes

L'évolution morphogénique des falaises et plates-formes volcaniques n'est pas constante. Des événements paroxysmaux, d'origine endogène ou exogène, vont subitement accélérer le recul. Malgré la courte durée de ces épisodes, l'impact morphologique est considérable. Il est même probable que les formes sont en partie figées entre ces périodes de crise.

1. Les séismes

L'activité sismique des îles volcaniques actives induit des déplacements horizontaux et verticaux parfois considérables. Ils se traduisent sur le littoral par des modifications importantes de la morphologie. Ils provoquent le plus souvent l'affaissement ou l'effondrement localisé de portions de côte et son ennoisement. Ces mouvements peuvent

être soudains ou, au contraire, lents et continus. Par simplicité, ces derniers seront traités dans cette section. Après avoir expliqué l'origine de la sismicité sur l'île d'Hawaï, nous traiterons des deux plus importants séismes qu'a connus cette île dans la période historique et de leurs conséquences sur la morphologie littorale. Nous aborderons enfin l'exemple du secteur de Kapoho qui s'affaisse presque continuellement.

a) L'activité sismique sur l'île d'Hawaï et son origine

Les séismes sont journaliers sur l'île d'Hawaï, particulièrement le long des deux *rift zones* du Kīlauea. Les flancs mobiles du Mauna Loa et du Hualālai sont également exposés. 60 séismes de magnitude supérieure à 6,0 ont été recensés depuis 1790 sur ou autour de l'île d'Hawaï et 8 dans le secteur entre Maui et Moloka'i (Klein et Wright, 2000 ; Klein *et al.*, 2001). Pourtant, seuls huit séismes ont été destructeurs depuis 1868 (figures 98 et 99).

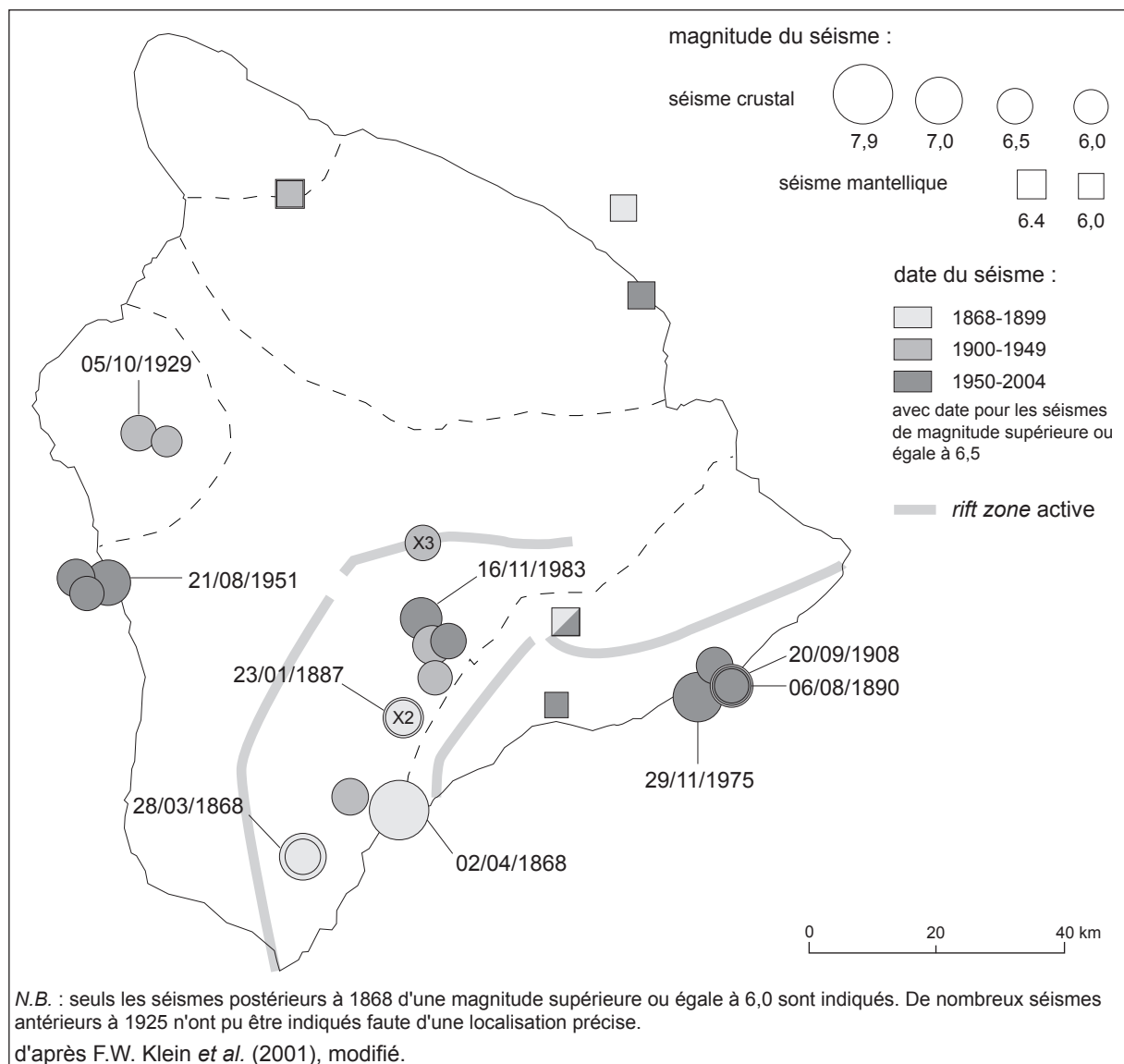


Figure 98 : Carte des principaux séismes historiques de l'île d'Hawaï

date	épicentre	intensité maximum	magnitude	nombre de victimes	dommages
28/03/1868	Ka'ū	IX	7,0	0	extensifs (sud d'Hawaï)
03/04/1868	Hīlea (Ka'ū)	XII	7,9	81	100 maisons détruites, tsunami
05/10/1929	Hualālai	VIII	6,5	0	extensifs (Kona)
21/08/1951	Kealakekua (Kona Sud)	VIII	6,9	0	extensifs (Kona)
26/04/1973	Honomū (nord de Hilo)	VIII	6,2	0	extensifs (Hilo), 5,6M \$
29/11/1975	Kupapa'u Pt. (sud Puna)	VIII	7,2	2	extensifs (Hilo), 4,1M \$, tsunami
16/11/1983	faille de Ka'oiki (Ka'ū)	IX	6,7	0	extensifs (sud d'Hawaï), > 6M \$
25/06/1989	Kalapana (sud Puna)	VII	6,2	0	surtout sud-ouest d'Hawaï, près de 1M \$

Source : M. Wyss et R.Y. Koyanagi (1992)

Figure 99 : Liste des séismes destructeurs depuis 1868

Certains séismes sont profonds, lorsqu'ils sont provoqués par la flexure de la lithosphère sous le poids de la chaîne volcanique ou lors de la genèse du magma dans le manteau supérieur (Moberly *et al.*, 1963 ; Klein *et al.*, 2001). La plupart des séismes sont néanmoins superficiels, se produisant lors d'explosions hydromagmatiques, sur le littoral ou dans la caldeira (explosions phréatomagmatiques), comme en 1790 et 1924, ou lors d'effondrements de deltas de lave (*cf. supra*). Par ailleurs, lors d'intrusions de dykes le long des *rift zones* ou de la montée de lave dans la chambre magmatique sous la caldeira, l'édifice volcanique accumule les tensions. Le flanc du volcan peut alors éventuellement gonfler et se rétracter lors de la vidange du réservoir (Delaney *et al.*, 1998). L'énergie accumulée est libérée lors d'un séisme consécutif au glissement vers la mer d'une portion du flanc du volcan, le long de plans de discontinuités situés à la base de l'édifice (Klein *et al.*, 2001). Les deux systèmes faillés de Koa'e et Hilina (*cf. figure 9*), qui se marquent par un échelon de segments de failles normales sur le flanc sud du Kīlauea, bornent le plus souvent les secteurs en mouvement (Parfitt et Peacock, 2001). D'autres systèmes de failles, souvent parallèles au trait de côte, se retrouvent dans les provinces de Puna, Ka'ū ou Kona Sud, limitant des blocs sur le littoral qui peuvent s'affaisser ou se soulever lors de séismes.

Outre ces mouvements verticaux et horizontaux sur les côtes, les séismes entraînent la chute de blocs sur les falaises en raison de la répétition des secousses, comme cela a été signalé le long d'escarpements, marins ou non, dans la région de Ka'ū durant le séisme de 1868 (Coan, 1882) ou sur l'escarpement de faille d'Hilina lors du séisme de 1975 (Lipman *et al.*, 1985). La déstabilisation peut être plus violente et provoquer un glissement de la masse rocheuse, comme sur l'escarpement de faille de Pali Kapu o Keoua (baie de Kealakekua) deux heures après un séisme en août 1951 (Cox et Morgan, 1977) ou à Wood Valley en 1868 (*cf. infra*).

Il existe, parallèlement à ces glissements soudains, un mouvement lent et continu du flanc sud-est du Mauna Loa et surtout du flanc sud du Kīlauea vers la mer, les grands séismes constituant les paroxysmes de cette activité. Un modèle mis en place par J.H. Dieterich *et al.* (2003) montre, entre 1976 et 1983, une extension importante (jusqu'à 26

cm/an) et une subsidence à proximité de la caldeira du Kīlauea et le long des *rift zones*, exception faite de leur extrémité orientale (secteur de Kapoho), tandis que la base de l'édifice subit un régime de compression et un léger exhaussement. Après le début des éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha en 1983 qui est caractérisé par la mise en place d'une intrusion, l'extension diminue rapidement pour atteindre environ 4 cm/an alors que le flanc sud subit un régime extensif (Delaney *et al.*, 1998). Ces estimations sont confirmées par les mesures effectuées au niveau de bornes GPS qui montrent un déplacement de quelques centimètres par an vers le sud-sud-est, avec une vitesse annuelle pouvant atteindre 8 cm sur la côte, la partie centrale se déplaçant plus vite que les parties distales à l'est et à l'ouest (Owen *et al.*, 1995, 2000 ; United States Geological Survey, 2001 ; Segall *et al.*, 2002). Une accélération a même été enregistrée pendant 36 heures en novembre 2000, avec une vitesse moyenne de 6 cm par jour, soit l'équivalent d'un événement de magnitude 5,7 (Cervelli *et al.*, 2002). Sur le littoral, l'affaissement peut donc se révéler continu comme dans le secteur de Kapoho.

b) Le séisme de Ka'ū de 1868 et ses conséquences morphologiques

Le plus grand séisme répertorié sur l'île d'Hawaï se produisit dans la nuit du 2 au 3 avril 1868, à Hīlea, à proximité de Punalu'u (Ka'ū). Au cours des 5 jours précédents, 6 séismes d'importance (de magnitude supérieure à 6,0) eurent lieu au même endroit, et 4 séismes intenses furent ressentis dans les 48 heures suivant la catastrophe (Klein et Wright, 2000). La magnitude du « grand séisme de Ka'ū » est estimée à 7,9 sur l'échelle de Richter (Wyss et Koyanagi, 1992), entraînant la mort de nombreuses personnes, bien que le district de Ka'ū fût peu peuplé (*cf.* figure 98). Il fut ressenti à Kaua'i à plus de 500 km de là (Tilling *et al.*, 1976).

Le séisme a donné lieu à une éruption fissurale le long de la ligne éruptive sud-ouest du Mauna Loa (*rift zone* Sud-Ouest), avec un déplacement de 3,7 m de la faille (Moberly *et al.*, 1963). De nouvelles fissures s'ouvrirent, comme en témoignent les descriptions de l'époque (de Varigny, 1874 ; Coan, 1882). Il provoqua également des glissements de terrain sur toute l'île, dont le plus remarquable se produisit au nord de Pāhala, à Wood Valley. Ce mouvement, qualifié de glissement gravitationnel (Stearns et Macdonald, 1946) ou de coulée de boue (Tilling *et al.*, 1976), s'initia au niveau d'une couche de cendres humidifiées et détruisit un village, tuant 31 personnes. Des glissements eurent également lieu à plus de 100 km de l'épicentre, comme celui qui forma la plate-forme de Laupāhoehoe nui.

L'autre conséquence sur le littoral fut l'élévation d'une partie de la côte de Ka'ū sur environ 1 m, tandis que la côte de Puna s'affaissa entre 0,9 et 1,8 m près du Cape Kumukahi (Moberly *et al.*, 1963), de $0,9 \pm 0,3$ m entre Pohoiki et 'Opihikao plus à l'est, de $1,5 \pm 0,3$ m à Kalapana et de $2,1 \pm 0,3$ m à Keauhou Landing (Cox et Morgan, 1977). Un tsunami destructeur fut également généré par le séisme (*cf. infra*).

c) Le séisme de Kalapana de 1975 et ses conséquences morphologiques

Le séisme du 29 novembre 1975, dont l'épicentre se situait près de Kupapa'u Point, fut, avec 7,2 de magnitude, l'événement le plus important du XX^e siècle. Il est le seul, avec le séisme de Ka'ū de 1868 et probablement celui de juin 1823 au sud du Kīlauea (magnitude estimée de 7,0, Klein et Wright, 2000), à avoir bouleversé la morphologie littorale de la partie sud de l'île. Il provoqua également la mort de deux personnes à Halapē, lors du tsunami consécutif (*cf. infra*), et l'estimation des dommages s'élève à 4,1 M \$ (Tilling *et al.*, 1976).

Ce tremblement de terre, dit de Kalapana, a été précédé par de nombreux séismes, dont un de magnitude 5,7. Des centaines de répliques et une petite éruption volcanique ont également suivi le séisme principal (Tilling *et al.*, 1976). Il fut en cela très semblable à l'événement de 1868, ce qui permit de mieux comprendre ce dernier. Les deux crises sismiques résultent du glissement vers la mer du bloc supérieur du flanc sud du Kīlauea le long du système faillé d'Hilina et du plan de décollement à la base du volcan (Ando, 1979 ; Lipman *et al.*, 1985 ; Wyss, 1988). C'est l'accumulation de contraintes durant le XX^e siècle en raison de l'intrusion de dykes le long des *rift zones* (Ando, 1979), ainsi qu'éventuellement l'inflation du Mauna Loa dans les mois précédents le séisme (Lipman *et al.*, 1985), qui ont déclenché le glissement. En modélisant les processus et en les comparant avec les mesures de subsidence sur le terrain, E.C. Cannon *et al.* (2001) ont montré que le séisme n'était pas uniquement dû à un glissement le long de la surface basale, à une profondeur d'environ 9 km, mais également à un glissement superficiel et à une rotation horizontale du compartiment supérieur entre les failles normales de Hōlei Pali et 'Āpua Pali, au centre du système de faille d'Hilina (figure 100).

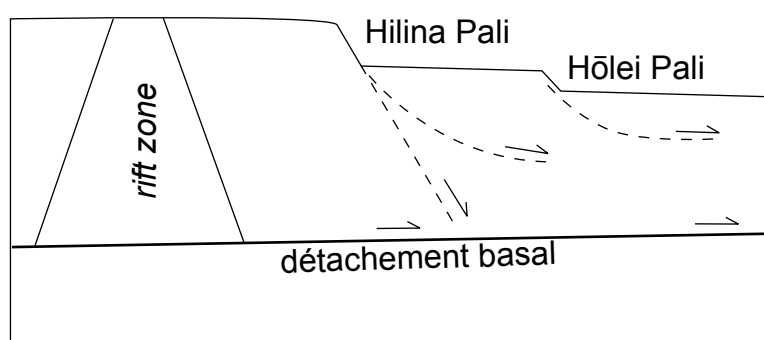


Figure 100 : Représentation schématique du glissement ayant provoqué le séisme de 1975 selon E.C. Cannon *et al.* (2001)

L'ensemble des côtes du Kīlauea a été modifié instantanément (figures 101 et 102). Si la côte est du volcan n'a subi que peu de déformations, la côte méridionale, particulièrement entre Kūē'e et Kaimū, s'est affaissée de plusieurs décimètres et s'est déplacée vers la mer

de plusieurs mètres. On note une augmentation du déplacement horizontal sur la côte par rapport à l'intérieur des terres, la valeur maximum atteignant 8 m dans le secteur entre Halape et Keauhou Landing (Lipman et al., 1985). Cette portion de côte est également celle qui s'est le plus affaissée, durant et immédiatement après le séisme, avec des valeurs entre 3 et $3,5 \pm 0,1$ m (Tilling et al., 1976). Il est possible que les mêmes valeurs ait été atteintes, voire dépassées, à Kalu'e, 2 km plus à l'ouest (Tilling et al., 1976). La subsidence décroît ensuite vers l'est de ce secteur et, de façon plus rapide, vers l'ouest (Tilling et al., 1976).

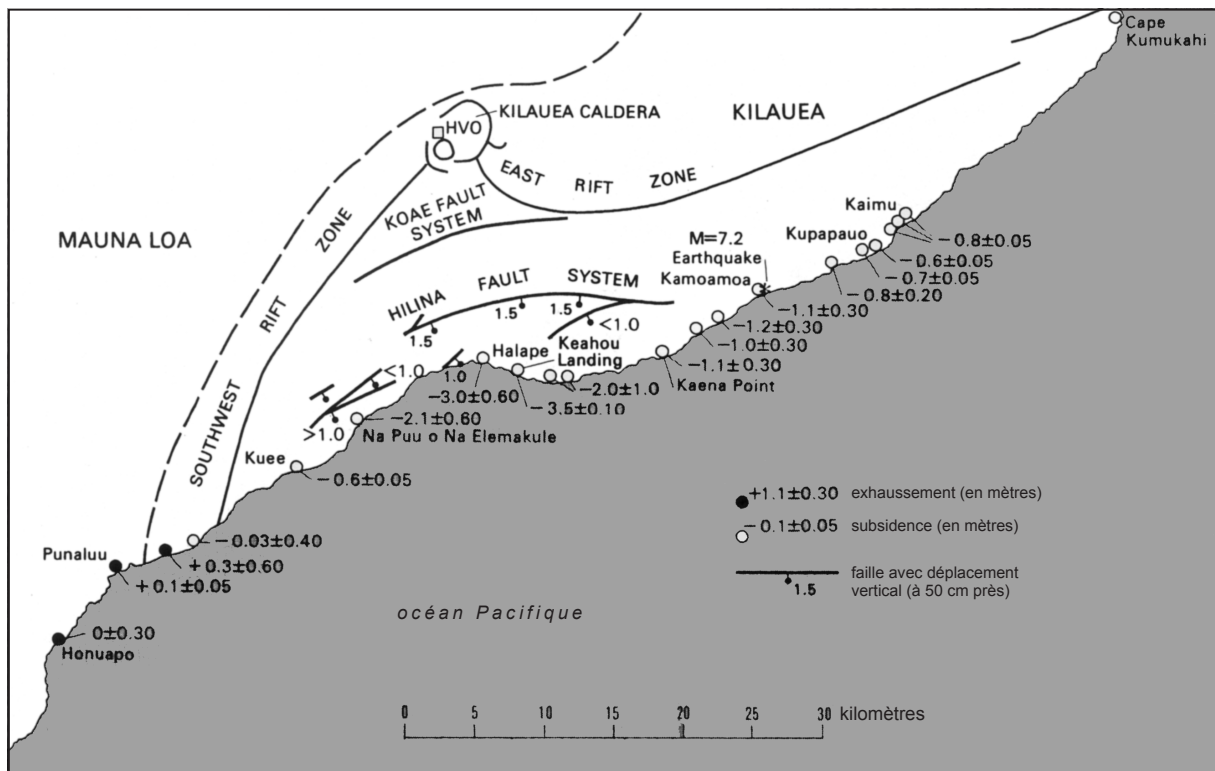


Figure 101 : Subsidence provoquée par le séisme de 1975 le long de la côte sud du Kilauea selon P.W. Lipman et al. (1976)

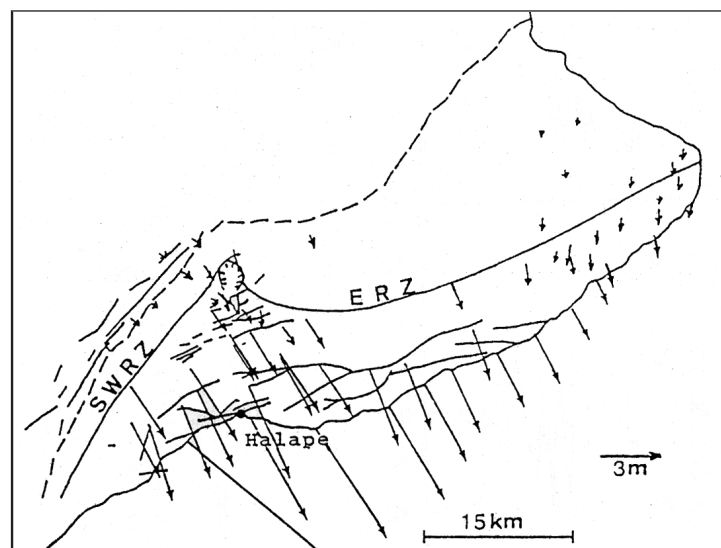


Figure 102 : Déplacements horizontaux provoqués par le séisme de 1975 le long de la côte sud du Kilauea selon P.W. Lipman et al. (1985), simplifié

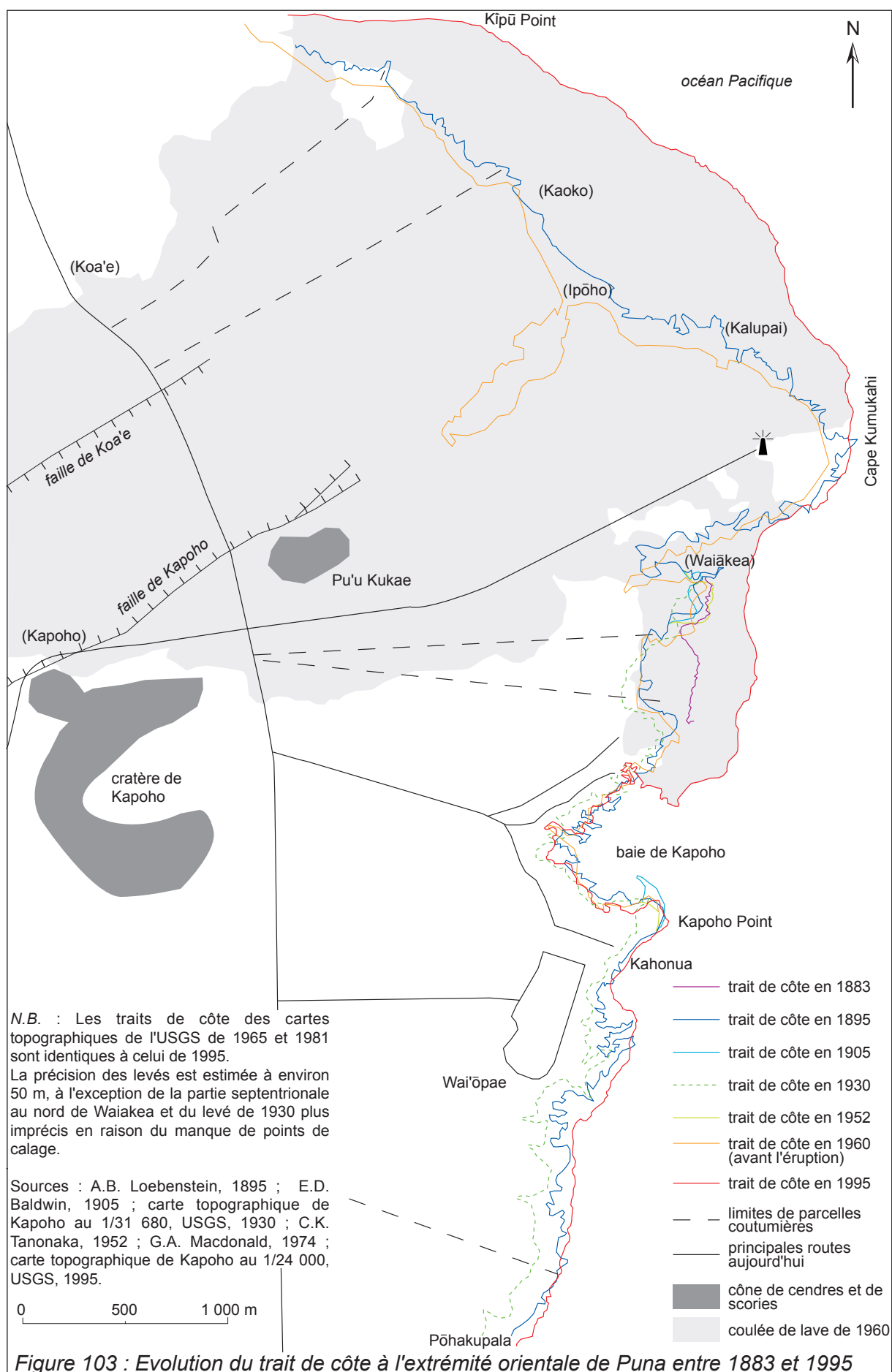
Les portions de côte basses ont été les plus touchées par ce glissement. Ainsi, le trait de côte a reculé de 100 à 150 m dans le secteur d'Halapē (Lipman *et al.*, 1985, *cf.* photo 44). Les péninsules de Kaki'iwai et Kālu'e, le secteurs de Ka'aha plus à l'ouest, ainsi que Keauhou Landing, 'Āpua Pt, Kalapana et Kaimū à l'est ont également changé de physionomie (Tilling *et al.*, 1976). Le séisme de 1975 a également perturbé la dynamique côtière, puisque la plus grande profondeur en avant du trait de côte limite la réfraction et donne plus de puissance aux vagues, contribuant à l'érosion des falaises de la côte sud du Kīlauea (Tilling *et al.*, 1976). L'enneiement de la falaise, notamment dans le secteur d'Halapē, a pu néanmoins réduire l'efficacité des processus gravitaires.

d) Le secteur déprimé de l'extrémité orientale de Puna

La partie distale de la *rift zone* Est du Kīlauea et les terrains adjacents connaissent une subsidence quasi-continue, conférant au trait de côte une forte mobilité. Le nom de la ville principale de la région, Kapoho, signifie d'ailleurs « creux » ou « endroit s'enfonçant » en hawaïen (Macdonald, 1962). Plus au sud se trouve sur la côte le lieu-dit Pohoiki, qui peut être traduit par « petit creux ». Ce secteur s'affaisse lentement, au gré des mouvements de la *rift zone*. Lors d'épisodes paroxysmaux liés à un séisme de forte magnitude, même lointain, ou à une éruption locale, la subsidence peut s'intensifier.

Lors de chaque séisme le secteur s'enfonce. Ainsi, lors du grand séisme de 1863, on recense un affaissement de la côte de 0,9 à 1,8 m quelques kilomètres de part et d'autre de Poihiki, provoquant l'irrégularisation du trait de côte (Moberly *et al.*, 1963). Lors du grand séisme de Ka'ū en 1868, la côte s'est affaissée de 1 à 2 m dans la baie de Waiakaea (Macdonald, 1962), au sud du Cape Kumukahi, aujourd'hui recouverte par les coulées de l'éruption de 1960 (*cf.* figure 20). En 1924, le séisme, provoqué par une explosion phréatomagmatique dans le cratère du Kīlauea, engendra la subsidence du secteur de Nānāwale (Anonyme, 2004). On rapporte une érosion importante des cônes des Sand Hills construits lors de l'éruption de 1840 et la disparition de la baie de Honolulu Landing, comme l'attestent les témoignages d'habitants âgés que nous avons pu rencontrer.

Le graben de Kapoho est particulièrement sujet aux affaissements et le trait de côte dans ce secteur a été particulièrement mobile depuis plus d'un siècle (figure 103). Les failles peuvent, en effet, être réactivées lors de séismes ou d'éruptions fissurales. Une carte de 1895 montre ainsi un recul de la côte de 290 m au maximum au sud de Waiākea depuis 1883 (Loebenstein, 1895), en raison probablement de mouvements verticaux résultant d'un des deux séismes de magnitude supérieure à 6 signalés à cette période sur le Kīlauea (Klein et Wright, 2000). La carte de 1905 réutilise le trait de côte de 1895 (Baldwin, 1905). Les seules légères modifications sont à signaler sur la côte basse de Waiākea, où une flèche a disparu, tandis qu'à Kapoho Point une nouvelle flèche de galets s'est constituée.



Lors du séisme de 1924, le mouvement vertical a atteint 4,2 m sur la côte (Jaggar et Finch, 1924 *in* Macdonald, 1962), créant une lagune longue de 900 m à Ipōho (United States Geological Survey, 2000b). Le trait de côte de 1930 indiqué sur la figure 103 est imprécis en raison du manque de repères et peut-être d'un système de projection différent. La partie septentrionale n'a d'ailleurs pas été cartographiée. Il semble que la côte a subi un ennoisement au sud de Kapoho Point et dans la baie du même nom, peut-être consécutif à ce séisme. Il est, en effet, possible que le mouvement n'ait pas été circonscrit au graben et se soit étendu jusqu'à Pohoiki selon D.C. Cox et J. Morgan (1977).

La carte de 1952 prend toujours comme référence le trait de côte de 1895 (Tanonaka, 1952). Seule la côte de Kapoho Point semble avoir légèrement reculé et celle au sud de Waiākea avoir été surélevée. En 1955, alors qu'une éruption était en cours à proximité, une nouvelle subsidence de plus faible intensité a été enregistrée (Macdonald, 1959 *in* Macdonald, 1962). En janvier 1960, juste avant le début de l'éruption de Kapoho, de nouvelles fissures se sont ouvertes et le graben s'est affaissé de 1,5 m au maximum (Macdonald, 1962). On remarque sur la figure 103 un faible recul en baie de Kapoho, alors qu'au nord de Cape Kumukahi, le rivage a été submergé sur une centaine de mètres en moyenne. Il a ensuite été recouvert par les coulées en janvier et février 1960 (*cf.* figure 20).

Durant le séisme de Kalapana de 1975, la subsidence a atteint 0,4 m à Pōihiki, 0,2 à 0,3 m dans le secteur de Kapoho et moins encore vers Nānāwale (Lipman *et al.*, 1985). Cette région reste aujourd'hui tectoniquement instable et la tendance à l'affaissement se poursuit. Les mares traditionnelles (*fishponds*), naturelles ou anthropiques, utilisées pour la pêche sont aujourd'hui totalement immergées de part et d'autre de Kapoho Point. La route au sud de la même pointe et celle entre Pōihiki et Kahinihini'ula plus au sud sont submergées à marée haute. Nous avons également remarqué des arbres morts à l'ouest de Lae o Kahuna probablement par ennoisement. Cette évolution pose des problèmes en terme de gestion des risques pour les populations littorales, particulièrement pour les lotissements de Kapoho. Certaines maisons sont ainsi construites sur pilotis, d'autres sont protégées par un mur en béton (*cf.* figure 77).

Il semble, au contraire, que le secteur entre Kahonua et Pōhakupala, au sud de la carte, ait été surélevé au cours du XX^e siècle. Ceci expliquerait la progradation du trait de côte, particulièrement importante si l'on prend en compte le rivage imprécis de 1930. La coulée, émise entre 450 et 1200 apr. J.C., avait été progressivement submergée. Le front, autrefois falaise, a été fossilisé et est désormais exhumé en partie à marée basse. La partie sommitale peut à nouveau évoluer par dépavage sous les assauts des vagues.

2. Les tsunamis

Les séismes les plus importants engendrent des vagues de grande longueur d'onde qui peuvent dévaster les rivages hawaïens. Ces tsunamis, qui sont fréquents dans l'archipel, peuvent avoir d'autres origines. Leur impact morphologique sur les côtes volcaniques n'est pas toujours établi, mais ils modifient parfois considérablement les paysages littoraux.

a) Les trois types de tsunami

Les séismes les plus forts ou les plus proches de l'océan engendrent des tsunamis qui touchent les côtes de l'île d'Hawaï, mais parfois aussi celles des autres îles de l'archipel. De par leur position centrale dans l'océan Pacifique, les littoraux hawaïens sont également affectés par les tsunamis initiés le long de la « Ceinture de feu du Pacifique ». 95 tsunamis y ont ainsi été répertoriés entre 1813 et 1988 (Dudley et Lee, 1998). Pourtant, seuls 30 d'entre eux ont atteint des terrains situés plus d'1 m au-dessus du niveau de la mer sur l'île d'Hawaï, dont 6 à 8 locaux (figure 104). Il faut noter qu'il n'y a pas eu de tsunami majeur sur l'île depuis une trentaine d'années.

Outre les tsunamis générés par les séismes de 1868 et 1975, qui peuvent être considérés comme des glissements de terrain de grande envergure (*cf. supra*), des glissements de terrain plus discrets, qu'ils soient sous-marins ou subaériens avec dépôt des débris dans l'océan, peuvent donner lieu à de petits tsunamis. Ce fut le cas en août 1951 lors du glissement, déjà évoqué, d'un pan de l'escarpement de faille de Pali Kapu o Keoua dans la baie de Kealahou qui provoqua une vague de $0,3 \pm 0,3$ m de haut à Nāpo'opo'o et de 0,8 à Miloli'i (Cox et Morgan, 1977). D'autres tsunamis ont pu se déclencher lors de glissements de terrain sur les très grandes falaises d'Hāmākua. Les glissements sous-marins sont, par ailleurs, souvent évoqués pour expliquer les tsunamis non élucidés en raison des fortes pentes sous-marines autour de l'île d'Hawaï et la présence du mont sous-marin en activité de Lō'ihi au sud de l'île (Stearns et Macdonald, 1946). Les vagues de tempêtes avec une longue période suffiraient à les déclencher par déstabilisation sur le fond (Fryer, 1997).

Les tsunamis provoqués par l'activité volcanique, lors de l'effondrement d'un delta de lave ou d'une explosion hydromagmatique sous-marine par exemple, ne génèrent généralement pas de vagues assez puissantes ou de façon suffisamment continue pour avoir un impact morphologique fort. Ils sont, par ailleurs, généralement circonscrits dans l'espace. Les deux seuls tsunamis notables eurent lieu en février 1877 et en octobre 1919 sur la côte de Kona, avec des vagues de respectivement $3,0 \pm 1,5$ m et $4,2 \pm 0,6$ m à Ho'ōpūloa (Kona Sud), en raison d'une probable explosion sous-marine dans le premier cas, et de l'entrée de la coulée de lave de 'Ālika dans l'océan dans le second (Cox et Morgan, 1977). W.R. Normark *et al.* (1993) signalent également que l'on peut enregistrer sur les

marégraphes des vagues de 20 cm de haut, formées par l'effondrement de deltas de lave à plusieurs dizaines de kilomètres de là. Autour du site de l'effondrement, les vagues sont beaucoup plus hautes, comme lors de l'effondrement de banquettes de lave dans le secteur de Lae'apuki-Kamoamoa en 1993, où des blocs ont été transportés jusqu'à 200 m du trait de côte (Mattox *et al.*, 1999).

date	origine	magnitude		run up maximum (en m)	dommages ⁶
		séisme	tsunami *		
21/12/1812 ¹	sud Californie ?	inc.	inc.	3,0 Ho'okena (Kona Sud)	inc.
12/04/1819	centre-nord Chili	inc.	2 ?	2,0 ouest d'Hawaï	inc.
07/11/1837	centre-sud Chili	inc.	3 ?	6,0 Hilo	16 morts, 200 maisons détruites
17/05/1841	Kamchatka	inc.	2 ?	4,6 Hilo	dommages faibles
02/04/1868 ²	Hawaï (Ka'ū)	7,9	4,1	18,3 Puna sud, Ka'ū	81 morts, dommages importants
14/08/1868	nord Chili	inc.	4 ?	4,6 Hilo	dommages importants
01/10/1868 ? ³	sud Pac. ou ouest Hawaï ?	inc.	2 ?	6,1 Kahaualea (non localisé)	aucun
24/07/1869 ? ³	sud Pacifique ?	inc.	3	9,1 côte méridionale de Puna	dommages modérés
23/08/1872 ³	Aléoutiennes ou Hawaï ?	inc.	0	1,3 Hilo	dommages faibles
10/05/1877	nord Chili	inc.	4 ?	4,9 Waiākea (Hilo)	5 morts, 14 000 \$
15/06/1896	Japon	7,6	4	9,1 Nāpo'opo'o (Kona Sud)	aucun
09/08/1901 ³	Tonga ou Japon ?	7,7	0	1,2 Ho'ōpūloa (Kona Sud) et Kailua-Kona	aucun
31/01/1906	Colombie-Equateur	8,6	?	3,6 Hilo	aucun
17/08/1906	centre Chili	8,4	2 ?	1,5 Hilo	dommages faibles
21/09/1908 ⁴	Hawaï (sud Kīlauea)	6,7	inc.	1,2 Hilo	inc.
07/09/1918	Kouriles	8,2	3,6	1,5 Hilo	dommages faibles
09/04/1919	Hawaï	inc.	inc.	4,3 Ho'ōpūloa (Kona Sud)	inc.
30/04/1919	Tonga	8,3	1	4,2 Punalu'u (Ka'ū)	aucun
11/11/1922	centre-nord Chili	8,3	3?	2,1 Hilo	dommages très faibles
03/02/1923	Kamchatka	8,3	3?	6,1 Hilo	1 mort, 1 500 000 \$
02/03/1933 ³	Japon	8,3	4,8	3,3 Ka'alu'alu (sud Ka'ū)	dommages faibles
01/04/1946	est Aléoutiennes	7,4	5?	16,8 vallées de Pololū (Hāmākua)	159 morts, 26 000 000 \$
21/08/1951	Hawaï (Kona)	6,9	0,5	1,2 Miloli'i et Nāpo'opo'o (Kona Sud)	inc.
03/03/1952	Japon	8,1	2	1,2 Ho'okena et Nāpo'opo'o (Kona Sud)	inc.
17/03/1952 ³	Hawaï	inc.	0?	3,0 Kalapana	inc.
04/11/1952	Kamchatka	8,2	4	6,1 non précisé	80 000 \$
09/03/1957	centre Aléoutiennes	8,3	3,5 ?	9,8 vallée de Pololū (Hāmākua)	1 mort, 5 000 000 \$
22/05/1960	centre-sud Chili	8,5	4,5 ?	10,5 Hilo	61 morts, 23 000 000 \$
27/03/1964 ³	Alaska	8,4	4,5	3,0 Hilo	67 590 \$
29/11/1975 ⁵	Hawaï (Kalapana)	7,2	inc.	14,3 Keahou Landing (est Ka'ū)	2 morts, 1 500 000 \$

d'après G. Pararas-Carayannis (1977)

sauf ¹ : D.A. Walker (1994)

² : G. Pararas-Carayannis (1977) et F.W. Klein *et al.* (2001)

³ : G. Pararas-Carayannis (1977) et D.A. Walker (1994)

⁴ : D.A. Walker (1999) et F.W. Klein *et al.* (2001)

⁵ : G. Pararas-Carayannis (1977) et D.A. Walker (1999)

⁶ : G.A. Macdonald *et al.* (1947), County of Hawaii (2003) et H.T. Stearns et G.A. Macdonald (1946)

* : $m = \log_2 H$ ou $H = 2,0^m$ où m = magnitude du tsunami et H = run up maximum à proximité de l'épicentre (Pararas-Carayannis, 1977)

Figure 104 : Liste des principaux tsunamis ayant touché l'île d'Hawaï

b) La hauteur des vagues de tsunamis à Hawaï

L'intensité des tsunamis est souvent estimée à partir de l'altitude de l'extension maximale du jet de rive sur terre (*run up*), à ne pas confondre avec la hauteur des vagues qui peut être mesurée par les enregistrements des marégraphes. Il y a néanmoins souvent confusion, les scientifiques utilisant alternativement le *run up* ou la hauteur des vagues sans clairement faire la distinction. La hauteur du *run up* dépend de la bathymétrie de l'avant côte, de la forme de l'île et de l'origine du séisme. Lorsque celui-ci se produit dans les Aléoutiennes, au Kamchatka ou dans les Andes, les vagues les plus hautes atteignent les côtes septentrionales des îles. Sur l'île d'Hawaï, ce sont la côte d'Hāmākua-Hilo et la baie de Hilo qui sont alors les plus touchées. Les séismes japonais ont généralement plus d'impacts sur les côtes occidentales de l'archipel (Walker, 1994).

Dans les temps historiques, les vagues de tsunami ont rarement dépassé 12 m de haut sur le pourtour de l'archipel d'Hawaï (figure 105), même si elles ont pu atteindre ponctuellement 17 ou 18 m (Tilling *et al.*, 1976). Des vagues hautes de 60 pieds, soit environ 18 m, auraient ainsi été générées sur la côte sud de Puna et de Ka'ū lors du séisme de 1868 (Houston *et al.*, 1977). Lors du tsunami de 1946, les vagues atteignirent 16,8 m dans la vallée de Waipi'o (Stearns et Macdonald, 1946) et 16,4 m dans celle de Waikolu, au nord de Moloka'i (Pararas-Carayannis, 1977). On rapporte également des vagues hautes de 16,0 m à Hā'ena, au nord de Kaua'i, lors du tsunami de 1957 (Pararas-Carayannis, 1977), et d'autres de $14,3 \pm 0,3$ m à Halapē, au sud d'Hawaï, en 1975 (Cox et Morgan, 1977). Il est possible que la plus haute vague ait atteint $17,5 \pm 1,1$ m si la subsidence a été postérieure à l'arrivée du tsunami sur la côte, ce qui est peu probable (Cox et Morgan, 1977).

Ces hautes vagues sont particulièrement dangereuses pour les communautés littorales, notamment à Hilo qui a été dévasté à deux reprises, en 1946 et en 1960, causant la mort de respectivement 173 et 61 personnes (Pararas-Carayannis, 1977). La presqu'île de Laupāhoehoe Point au nord de Hilo a également été ensevelie par le terrible tsunami de 1946. La côte sud de l'île est menacée par les séismes locaux, comme celui de 1868 qui fit plus de 80 morts et détruisit tous les villages de la côte de Ka'ū entre Ka'alu'alu et Keauhou Landing, jamais reconstruits depuis lors (Stearns et Macdonald, 1946). La côte de Kona est également sous la menace de potentiels tsunamis, particulièrement dans le cas d'un séisme sur le flanc sud-ouest du Mauna Loa ou sur le Hualālai qui pourrait se produire dans les 100 prochaines années (Walker, 1999).

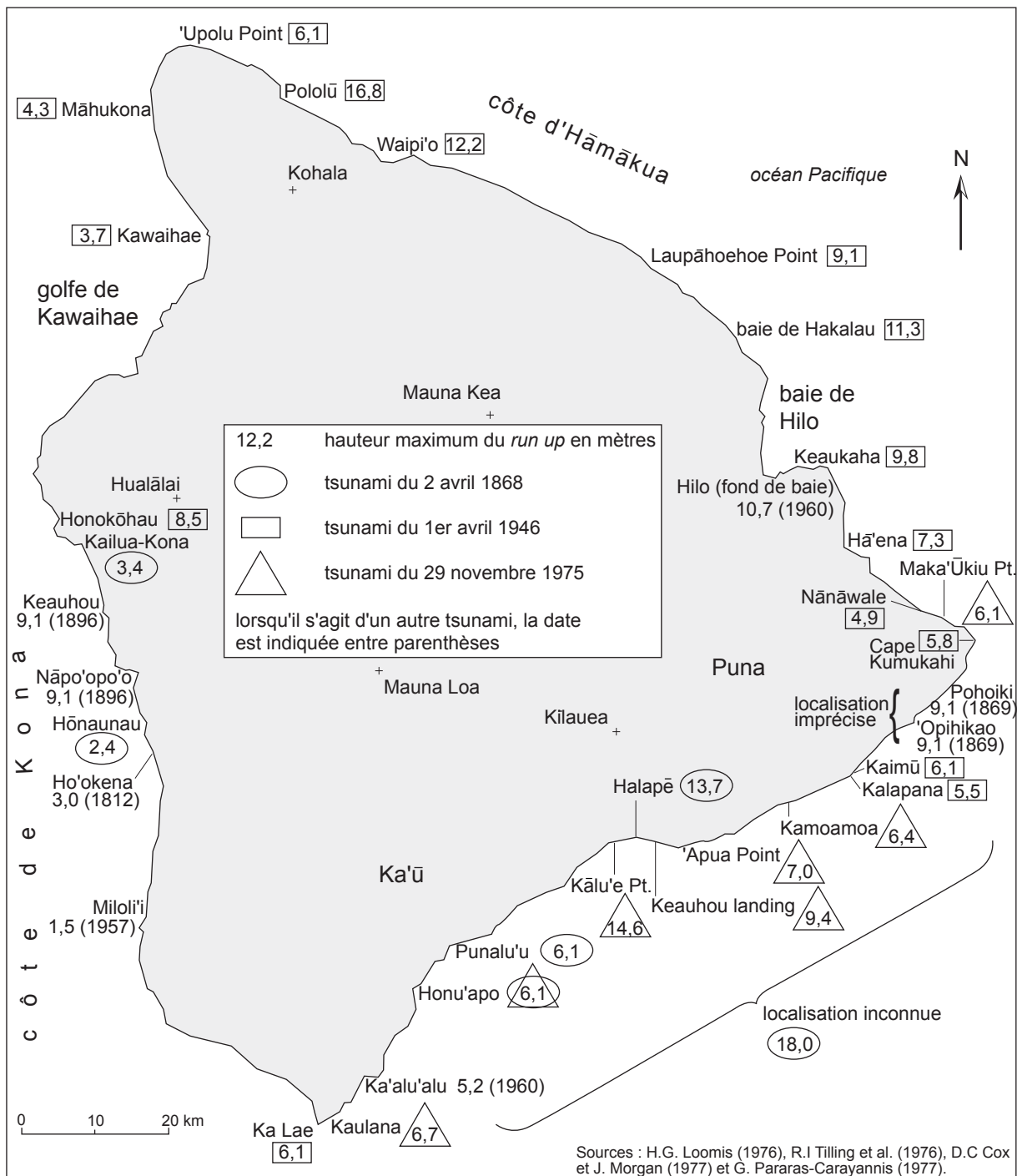


Figure 105 : Hauteur maximum atteinte par un tsunami sur les côtes de l'île d'Hawaï dans les temps historiques

c) L'impact morphologique des tsunamis

Si le pouvoir d'érosion des tsunamis est prouvé sur les littoraux meubles, comme l'atteste, par exemple, le recul de la plage de 46 m dans la vallée de Pololū lors du tsunami de 1946 (Shepard *et al.*, 1950), leur efficacité sur les littoraux rocheux est, nous le verrons, plus difficile à évaluer.

Leur rôle dans le dépôt de sédiments sur la côte est, par contre, reconnu (Dawson, 1994 ; Bryant, 2001 ; Scheffers et Kelletat, 2003). La vague peut, en effet, transporter des blocs de plusieurs tonnes sur le platier ou sur la plate-forme sommitale lorsque la falaise n'est pas trop élevée. Les débris peuvent être déplacés sur plusieurs dizaines de mètres à l'intérieur des terres, en fonction de leur taille, de la hauteur du *run up* et de la configuration de la côte. Le transfert de sédiments n'est néanmoins pas systématique. B.H. Keating et W.J. McGuire (2000) signalent ainsi que les tsunamis ont souvent tendance à nettoyer les côtes, surtout lorsqu'elles sont basses, plutôt qu'à y déposer des sédiments. Cela fut, par exemple, remarqué sur les plaines côtières d'Hawaï après le tsunami de 1946 (Shepard *et al.*, 1950). De même, en 1975, la laisse du tsunami était surtout composée de branchages, de crustacés et de poissons morts, mais rarement de galets ou de débris coralliens de même taille (Tilling *et al.*, 1976).

Pourtant, sur certaines portions de côte, les tsunamis ont déposé des blocs sur la plate-forme littorale ou sommitale, parfois en grand nombre, d'autres fois sous la forme de méga-blocs plurimétriques souvent isolés (photo 79). On signale ainsi des blocs de 1 à 3 m de long ayant été projetés à plus de 7,7 m de haut lors d'un tsunami en 1869 entre 'Opihikao et Pohoiki (Pararas-Carayannis, 1977). La mobilisation d'un bloc ne nécessite pas forcément de très hautes vagues puisqu'un bloc corallien d'environ 1 m de diamètre a, par exemple, été transporté 1,5 m au-dessus du niveau de la mer à Kawaihae lors du tsunami de 1946 (Shepard *et al.*, 1950), alors que la vague la plus haute n'y a atteint que 3,7 m (Pararas-Carayannis, 1977). Le transport de blocs ne dépend en fait pas uniquement de la force hydrodynamique de la vague. Le stock disponible ou, éventuellement, la fragilisation préalable de la falaise ou de la plate-forme, en grande partie liée au potentiel structural de la roche, sont deux facteurs essentiels.

L'origine des blocs est, en effet, double. Les éboulements passés sur les falaises ont pu fournir un matériel aisément re-mobilisable par les vagues de tsunamis lorsque l'escarpement n'était pas trop élevé. C'est l'une des raisons pour laquelle une grande partie des dépôts de tsunami se trouve sur la côte méridionale de l'île d'Hawaï, composée de coulées de lave récentes taillées en falaises et facilement démantelées en blocs. Les éboulements sont cependant souvent couverts d'algues encroûtantes roses qui se développent en domaine intertidal et infralittoral. Or les dépôts de tsunamis en sont pratiquement toujours dépourvus. Il est peu probable que les stocks plus anciens se trouvant sur l'avant-côte soient libre d'algues, même si nous n'avons pu effectuer aucune plongée pour le vérifier. De plus, la re-mobilisation des dépôts sur la plate-forme ne s'effectue qu'en de rares occasions et elle ne peut pas expliquer la disparition de la couche d'algues calcaires. Les matériaux mobilisés provenant du pied de falaise ou de l'avant-côte ne peuvent donc qu'avoir été récemment démantelés puisque l'encroûtement n'a pas eu le temps de s'y former.

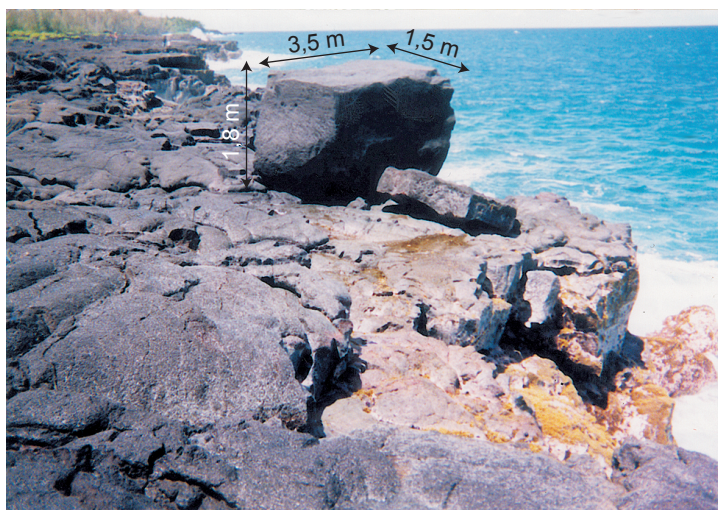


Photo 79 : Méga-bloc de près de 10 m^3 isolé en bord de falaise à Lililoa (sud de Puna) en juin 2000, déposé sur une coulée de 1790, probablement lors d'un tsunami

Notez l'absence d'algues encroûtantes roses sur le bloc contrairement à la falaise, haute de 5 m, et aux blocs éboulés.

Il est possible que lors de la mise en place du bloc, la falaise ait été plus élevée (secteur s'affaissant) et donc pas totalement couverte d'algues calcaires. Le bloc peut aussi provenir d'une portion de falaise non encroûtée.

La masse du bloc est estimée à 27 t en utilisant la densité moyenne du basalte (2,85).

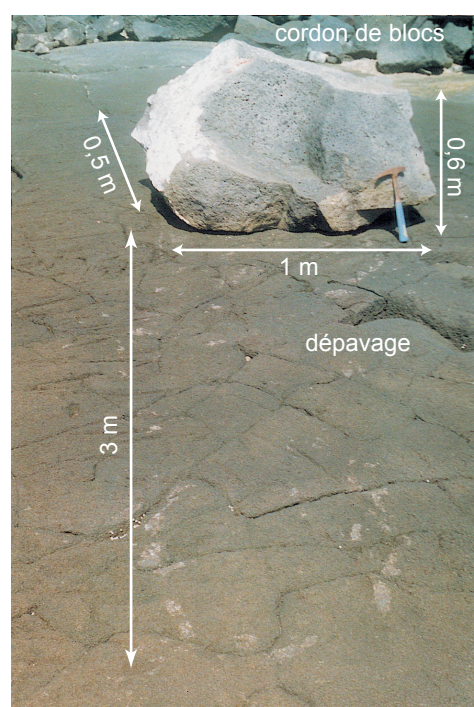


Photo 80 : Trace d'abrasion récente sur la plate-forme de Kalea (sud de Puna) le 25 septembre 2002 par le déplacement d'un bloc lors d'une tempête récente



Ces microformes, longues d'environ 15 cm pour 2 cm de large et 0,5 cm de profondeur, pourraient s'expliquer par le rainurage de la plate-forme par des mégablocs, mais la régularité des formes plaide plutôt pour une origine anthropique.

Photo 81 : Rainures sur la plate-forme de Kalea (sud de Puna)

L'autre origine possible de ces blocs, qui est donc plus probable, est leur excavation de la plate-forme à écueils ou leur délogement de la falaise par la vague du tsunami. Les blocs sont arrachés et entraînés par la vague déferlante ou simplement mis en suspension par la nappe d'eau se déplaçant à haute vitesse (Felton et Crook, 2003). Pourtant, dans la littérature consacrée aux tsunamis hawaïens, il est rarement fait allusion à un bloc arraché par une vague de tsunami. Lors du tsunami de 1946, un bloc corallien long de 2,4 m sur 1,2 m s'est, par exemple, détaché de la marge du récif pour se déposer sur le platier récifal à Kawaihae (Shepard *et al.*, 1950). R. Noormets *et al.* (2002) expliquent la présence de méga-blocs calcaires sur la plate-forme de *Sunset Beach*, au nord d'O'ahu, par leur délogement de la partie distale de la plate-forme lors de tsunamis, mais aucune preuve de leur origine n'est fournie.

L'absence d'algues encroûtantes sur les blocs observés à Hawaï prouve l'action érosive des vagues de tsunamis, même si les conséquences morphologiques de telles vagues sont difficiles à apprécier. La même remarque peut être effectuée pour les vagues de tempête que nous traiterons ensuite. Il est d'ailleurs souvent difficile de savoir si les blocs en haut de falaise proviennent d'un tsunami ou d'une forte tempête. Il existe, en effet, une grande variabilité dans les dépôts de tsunami, hétérométriques ou non, avec classement ou non, ce qui les rend souvent difficiles à distinguer des dépôts de tempête (Dawson et Shaozhong, 2000). Pour certains chercheurs, la présence de dépôt sous-marins hétérométriques, transportés par la nappe de retrait et les courants de retour, jusqu'à des profondeurs de 200 à 400 m, permet de les reconnaître (Bryant, 2001). Des recherches devraient être menées pour préciser ces différences (Felton et Crook, 2003).

Ces blocs déposés sur la plate-forme peuvent éventuellement être remaniés lors d'un autre tsunami ou lors d'une tempête. On signale ainsi des rochers de 20 tonnes qui ont été déplacés sur plus d'un mètre à Hilo lors du tsunami de 1960 (Houston *et al.*, 1977). L'étude sur la plate-forme de *Sunset Beach* précédemment citée a également montré que les méga-blocs, d'un poids pouvant atteindre 96 tonnes, se déplaçaient au gré des événements de très forte énergie, le plus souvent vers l'intérieur des terres, en formant parfois des amas plus résistants à la pression des vagues (Noormets *et al.*, 2002). Le transport de ces blocs peut rainurer la plate-forme ou imprimer des traces d'impact, mais de telles marques sont rares à Hawaï puisque nous n'en avons trouvées que sur la plate-forme de Kalea (photo 80). En raison de la longueur des rainures et de leur géométrie entrecroisée, certaines de ces formes pourraient, par ailleurs, avoir été creusées par la pelle d'un bulldozer ayant repoussé les blocs, bien que la difficulté d'accès d'un tel engin au site rend cette hypothèse incertaine (photo 81). Pour E.A. Bryant et R.W. Young (1996), les tsunamis sont même capables de sculpter des microformes et macroformes d'érosion par cavitation. On peut néanmoins douter de l'origine tsunamogénique des cannelures et mares décrites par ces chercheurs au sud-est de l'Australie, qui pourraient s'être formées par ruissellement ou lors d'un haut niveau marin. Dans un article récent, E.A. Felton et K.A.W. Crook (2003) s'interrogent d'ailleurs également sur la véracité d'une telle affirmation.

d) Les blocs de tsunami du secteur de Ka'ena Point

D.A. Walker (1999) signale que la plate-forme sommitale sur la côte de Ka'ū est parsemée de blocs issus des tsunamis de 1868, 1946, 1960 et 1975. Nous avons observé des blocs de part et d'autre de Ka'ena Point et entre Kealakomo et Kahue Point, sur des coulées datant respectivement de 1972 et 1971, sur la côte orientale de Ka'ū (photo 82). Nous supposons que la plupart ont été déposés lors du tsunami de 1975, même si une partie a pu être transportée lors de tempêtes.

Le dépôt est discontinu sur plus de 4 km et s'étend généralement jusqu'à 70 m de la falaise, mais parfois jusqu'à 120 m. Les 5 à 8 premiers mètres en arrière de la falaise, qui est ici haute de 2 à 5 m, ne possèdent, le plus souvent, aucun bloc, mais sont parfois nappés de sable noir, provenant des réactions hydromagmatiques lors de la mise en place des coulées dans les années 1970 ou des coulées proches du Pu'u 'Ō'ō. Cette distance inférieure à 10 m correspond à la distance atteinte par les vagues de manière épisodique lors des tempêtes estivales (hiver dans le Pacifique sud). Elle est d'ailleurs plus importante au niveau des échancrures où les vagues s'engouffrent. En arrière, le dépôt de blocs est souvent plus dense les quinze premiers mètres et l'on observe par endroits des regroupements, notamment lorsqu'un tumulus a bloqué le transit. Les blocs ont, par ailleurs, tendance à être piégés dans les dépressions ou les fissures qui parsèment la surface de la coulée, probablement en raison de l'action de la nappe de retrait.

Les blocs sont le plus souvent basaltiques et angulaires, décimétriques à pluridécimétriques, voire métriques pour certains, à contour émoussé, et souvent fortement corrodés à Ka'ena Point. On trouve également quelques blocs coralliens. Nous savons que les blocs déposés par le tsunami de 1975 étaient pour la plupart des blocs angulaires, entassés et avaient 30 cm de grande dimension, certains atteignant 1 m (Tilling *et al.*, 1976). Il y aurait donc correspondance, mais certains blocs sont fortement roulés et ressemblent plus à des galets, notamment près de Kealakomo, comme plus à l'ouest, sur la côte basse de 'Āpua Point. Nous pensons donc qu'à la faveur de tempêtes exceptionnelles une partie de ces dépôts a pu être remaniée et que de nouveaux blocs ont été incorporés. L'origine des blocs est d'ailleurs diverse. Si certains proviennent du pied de falaise, d'autres ont été délogés au sommet de la falaise ou dans les fissures des tumuli (photo 83). Ce processus est encore actif aujourd'hui, ce qui confirme l'hypothèse d'un renouvellement du stock lors de tempêtes. Certains blocs pourraient, par ailleurs, venir des ruines d'un ancien site hawaïen abandonné lors du tsunami de 1868 sur la coulée de plusieurs centaines d'années à l'est de Ka'ena Point (*cf.* photo 82).



Photo 82 : Dépôts de tsunamis à proximité de Ka'ena Point en avril 2001

Noter au second plan un mur en partie détruit par le tsunami et, au fond, la dénudation de la plate-forme sommitale à proximité de la falaise par les tempêtes



Photo 83 : Délogement de blocs sur la plate-forme sommitale ayant pu nourrir la nappe de débris de Ka'ena Point

Le dépavage s'effectue aussi bien par l'action mécanique des vagues de tempêtes que par corrosion



Photo 84 : Cordon de blocs pluridécimétriques à plurimétriques large d'environ 5 m et haut de 4 m en arrière de la plate-forme de Kahinihini'ula (sud Puna) en mai 2000

3. Les événements climatiques exceptionnels

L'impact de tempêtes particulièrement violentes ou de cyclones sur la morphologie côtière est difficile à estimer, au même titre que les conséquences morphologiques des tsunamis précédemment traitées. En raison de la hauteur des vagues, parfois supérieure à 10 m (*cf.* Introduction), engendrées par ces épisodes paroxysmaux, il est probable qu'ils agissent comme des accélérateurs ponctuels dans l'évolution des falaises et plates-formes volcaniques. Comme d'autres auteurs l'ont remarqué, l'action d'événements brefs et intenses est plus efficace que la répétition d'événements d'intensité moindre (Guilcher, 1954 ; Macdonald *et al.*, 1983 ; Sunamura, 1992 ; Pinot, 1998).

a) La hauteur des vagues et la récurrence des épisodes tempétueux

Il n'est pas rare que des vagues de plus de 3 m de haut atteignent les côtes septentrionales ou orientales des îles en hiver, le record ayant été atteint sur le *North Shore* d'O'ahu lors de la tempête de décembre 1969 avec des vagues de 15 m de haut (Fletcher *et al.*, 2002). Sur l'île d'Hawaï, des vagues de 6 à 9 m ont atteint l'extrême nord de l'île lors de tempêtes en 1993 et 1998. Les côtes sous le vent au sud-ouest sont généralement calmes, mais connaissent régulièrement en hiver une forte agitation lors de tempêtes de Kona. Les rivages méridionaux des îles, lorsqu'ils sont ouverts sur l'océan, peuvent également subir les assauts des tempêtes de Kona en hiver, tandis que, pendant la période estivale, la houle modérée des lointaines tempêtes de l'hiver austral domine. Les plus hautes vagues relevées coïncident souvent avec le passage d'un cyclone à proximité de l'archipel. Ainsi, sur les façades occidentale et méridionale de l'île d'Hawaï, les records ont été atteints en août 1972, lors du passage des cyclones Diana, Celeste et Fernanda sur ou au large de l'archipel, avec des vagues de 9 m de haut sur la côte de Kona et celle de Puna (Fletcher *et al.*, 2002).

Les cyclones sont fréquents dans cette région du Pacifique centrale, puisqu'on en dénombre en moyenne 8 les années ENSO et 3,4 les autres années (1970-2000, Fletcher *et al.*, 2002). Tous ne touchent néanmoins pas les côtes hawaïennes, puisque seuls 5 cyclones sont passés à moins de 300 km des côtes de l'archipel depuis 1950, dont ceux de 'Iwa en 1982 et de 'Iniki en 1992 qui ont causé d'importants dégâts sur l'île de Kaua'i (U.S. Army Corps of Engineers, 1983 ; Fletcher *et al.*, 1993b). Lors du cyclone 'Iniki, les vagues ont pu atteindre au large 11 m de haut et 9,1 m sur le rivage sud de Kaua'i, s'enfonçant sur plus de 200 m à l'intérieur des terres (Fletcher, 1993b).

b) L'impact morphologique des événements climatiques exceptionnels

Nous avons montré que la destruction des falaises s'opérait au-dessus des hautes mers, c'est-à-dire durant les tempêtes ordinaires, ce qui expliquait la position des banquettes d'érosion quelques décimètres au-dessus du niveau moyen (*cf.* Chapitre II. Section D.2). La

présence de gradins de tempête et la variation de la hauteur des plates-formes selon l'exposition aux houles sont d'autres indices de l'efficacité érosive des tempêtes. L'évolution des littoraux volcaniques d'Hawaï est donc surtout le fait des phases de tempête et non des périodes calmes.

L'impact des événements climatiques exceptionnels sur la falaise ou sur la plate-forme est avéré mais pas forcément instantané. S'il est certain que le choc des vagues contre la paroi rocheuse favorise le délogement des blocs par la force compressive qu'elle induit au niveau des joints de la roche, le bloc n'est ensuite pas forcément mis en mouvement par la vague déferlante, le retrait de la vague ou la simple gravité, mais grâce à la répétition des coups de boutoir ou à la faveur d'un autre épisode extrême (tempête, cyclone ou tsunami). Lors du passage du cyclone 'Iniki, aucun glissement n'a, par exemple, été constaté sur la côte basaltique de Kaua'i, ni d'érosion des grottes et arches de la côte à mégafalaises de Nā Pali. Par contre, les effondrements, glissements et traces d'abrasion basale étaient nombreux sur les portions de côte calcaires de l'île (Fletcher, 1993b), moins résistantes à l'érosion mécanique des vagues que les secteurs taillés dans un basalte ancien.

La vitesse des vents peut, par ailleurs, initier des courants violents sur l'océan, provoquant des glissements de terrain sous-marins. Ceci a été mis en évidence par la rupture de câbles téléphoniques à une profondeur d'environ 1 000 m au large de la côte ouest d'O'ahu lors du passage du cyclone 'Iwa en 1982 (Chiu *et al.*, 1995). Un tel glissement à proximité du littoral pourrait avoir des répercussions sur l'instabilité des falaises, notamment celles taillées dans des coulées récentes.

L'impact morphologique des vagues générées par les tempêtes et cyclones se traduit, comme pour les tsunamis, par le dépôt de blocs sur la plate-forme littorale ou, sur la plate-forme sommitale, lorsque la falaise est généralement inférieure à 4 m. Les blocs d'un mètre de grande dimension ou plus sont très courants sur les côtes de l'île d'Hawaï, notamment sur les coulées du Kīlauea de quelques centaines d'années. Les deltas de lave plus récents ne possèdent généralement que du sable d'origine hyaloclastique ou des scories décimétriques en raison de l'absence de fortes tempêtes dans la dernière décennie.

Les blocs parsèment de manière discontinue la côte, s'organisant parfois en amas, ou forment un cordon de blocs mal roulés plusieurs mètres en arrière du trait de côte (photos 84). Certaines côtes plus ou moins plongeantes sont même parfois entièrement nappées de ces gros blocs qui ne bougent probablement qu'à l'occasion d'épisodes très violents, comme sur la façade ouest du Kohala (*cf.* photo 48). Les traces de corrosion, parfois nombreuses et finement découpées, témoignent, en effet, de la faible mobilité des dépôts. Lors de longues périodes de tempêtes hivernales, les blocs sont toutefois susceptibles de bouger, comme l'a démontré l'étude effectuée sur les méga-blocs calcaires de la plate-forme de *Sunset Beach*, au nord d'O'ahu (Noormets *et al.*, 2002).

L'absence d'encroûtement calcaire sur les blocs, comme sur ceux déposés par les tsunamis, permet d'affirmer que la destruction de la falaise durant les tempêtes est à leur origine. Les blocs, délogés à la base ou au sommet de la falaise par la pression des vagues, ou provenant d'une chute sur l'escarpement, sont ensuite projetés sur la plate-forme sommitale. Sur les côtes basses, les blocs sont également arrachés à la plate-forme littorale ou sub-littorale. Certains peuvent provenir de stocks plus anciens situés au pied de la falaise attenante. Leur immersion plus fréquente permet parfois le développement d'algues calcaires. Les tempêtes ordinaires déposent elles des galets décimétriques à pluridécimétriques, roulés par l'abrasion, dans les secteurs de plus faible énergie. Ils forment généralement des cordons en fond de baie et sont régulièrement remaniés.

B. Les ruptures dans l'évolution des littoraux volcaniques

Si les glissements de blocs limités par des failles sont fréquents sur les flancs des îles volcaniques récentes et engendrent des séismes plus ou moins intenses, il peut arriver que la déstabilisation soit massive : dans ce cas, des portions entières de l'île peuvent se déplacer sur la pente sous-marine du volcan, modifiant totalement sa physionomie et bouleversant la morphologie côtière.

1. Les mouvements de terrain géants

Ces événements paroxysmaux et exceptionnels se produisent durant le stade de construction du bouclier (Moore *et al.*, 1989 ; Normark *et al.*, 1993). Une vingtaine de dépôts de plus de 20 km de long ont été découverts autour des îles principales de l'archipel d'Hawaï et 68 dépôts sur la ride d'Hawaï (Moore *et al.*, 1994b). Leur fréquence exacte n'est pas connue, mais de telles déstabilisations massives pourraient avoir lieu tous les 25 à 100 ka (Lipman *et al.*, 1988 ; Normark *et al.*, 1993). Les plus récentes sont périodiquement réactivées lors d'événements mineurs à l'échelle géologique, comme ceux que nous avons décrits précédemment. Un nouveau mouvement de terrain géant sur le Kīlauea, le Mauna Loa ou le Lō'ihi n'est pourtant pas à exclure. La surveillance au GPS du flanc sud du Kīlauea pourrait permettre de détecter l'accélération du glissement d'Hilina et une éventuelle déstabilisation massive, comme elle a permis de repérer un épisode soudain en novembre 2000 (Cervelli *et al.*, 2002).

a) Les dépôts

La bathymétrie irrégulière sur le pourtour des îles volcaniques a été très tôt interprétée comme des dépôts de mouvements de terrain (Fairbridge, 1950 *in* Paris, 2000 ; Moore, 1964). A la fin des années 1980, la cartographie par sonar des fonds océaniques autour de l'archipel d'Hawaï (système GLORIA¹³) a permis d'identifier et d'étudier ces nappes de débris (Chadwick *et al.*, 1993a, 1993b, 1994). Certains dépôts atteignent 230 km de long et s'étendent sur plus de 20 000 km², ce qui en fait l'une des plus larges structures de la planète (Normark *et al.*, 1993 ; Moore *et al.*, 1994a, 1994b). Le volume mobilisé est immense puisqu'il peut dépasser 5 000 km³ pour le glissement de Nu'uau, au nord-est d'O'ahu. N.C. Smoot (1995) estime même que l'ensemble de ces dépôts représente la moitié du volume total des îles Hawaï.

On retrouve ces dépôts détritiques sur la plupart des pentes sous-marines des volcans de l'archipel (figure 106), même s'il existe des exceptions, comme, par exemple, le Mauna Kea. Le glissement de Laupāhoehoe, découvert récemment en avant des falaises d'Hāmākua, se serait en effet déclenché sur le flanc de l'ancien volcan Kohala ou à partir du glissement de Pololū issu du Kohala (Smith *et al.*, 2002). Le volcan Lō'ihi, qui n'est encore qu'à son stade sous-marin, a également connu des glissements (Malahoff, 1987 ; Moore *et al.*, 1989).

Les dépôts associés aux mouvements de terrain géants peuvent être recouverts d'une plate-forme calcaire lorsqu'ils sont suffisamment anciens comme ceux du glissement de Pololū (Smith *et al.*, 2002). Leur nature dépend du mode de transport.

b) Le mode de transport : glissements rotationnels et avalanches de débris

En fonction de la nature des nappes de débris, deux processus distincts ont été reconnus (Moore *et al.*, 1994a, 1994b) : les glissements de terrain rotationnels (*slumps*) et les avalanches de débris (*debris avalanches*). Il existe néanmoins de nombreux cas intermédiaires. Par ailleurs, certaines avalanches de débris ou certains glissements se sont déclenchés sur des dépôts d'un glissement très pentu (Moore *et al.*, 1994b ; Smith *et al.*, 2002).

Les glissements de terrain rotationnels produisent des dépôts épais de plusieurs kilomètres à 10 km, larges de plusieurs dizaines de kilomètres et relativement courts (généralement, une trentaine de kilomètres), bien que certains s'étendent des *rift zones* à la base de l'édifice volcanique, à environ 10 km de profondeur. La partie amont est souvent marquée par des failles transversales qui limitent de larges blocs basculés (Moore

¹³ Geologic Long Range Inclined ASDIC (Anti-Submarine Detection Investigation Committee)

et al., 1994b). Ils avancent lentement, même s'il peut y avoir de soudains ajustements engendrant des séismes, comme ceux de 1868 et 1975 pour le glissement d'Hilina.

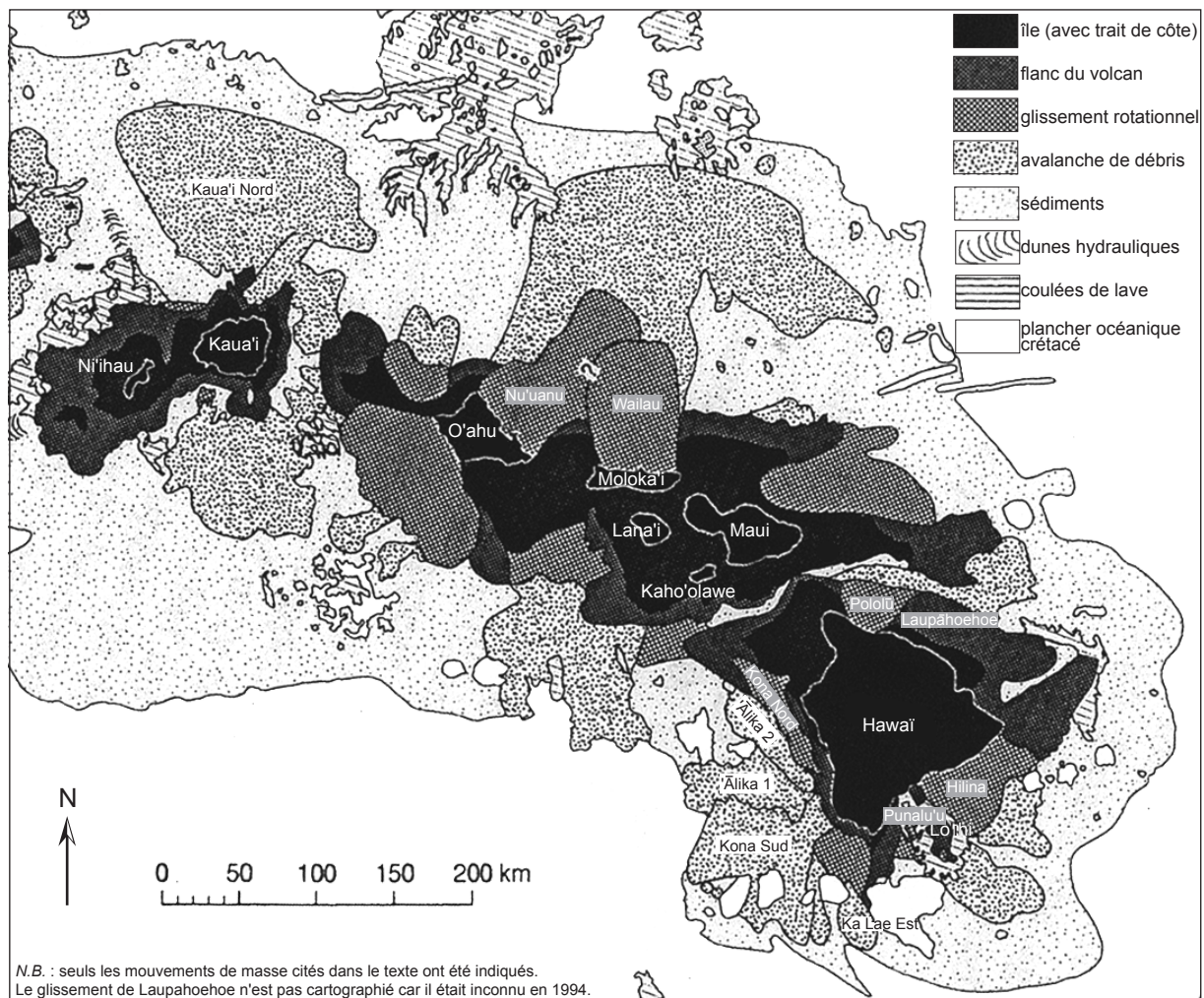


Figure 106 : Localisation des glissements de terrain géants sur le pourtour des principales îles de l'archipel d'Hawaï selon J.G. Moore et al. (1994b)

Les dépôts d'avalanches de débris sont généralement plus longs et minces que les dépôts de larges glissements. Ils sont également moins pentus, avec un angle inférieur à 3° (Moore et al., 1994b). La présence d'une topographie mamelonnée sur la partie distale, de levées frontales, la nature hétérométrique et angulaire des débris et leur distribution sont des caractéristiques proches de l'avalanche de débris de l'éruption de 1980 du Mount St. Helens, ce qui suggère une mise en place rapide (Lipman et al., 1988 ; Moore et al., 1994b). Le mécanisme s'apparente plus à un écoulement qu'à un glissement. La tête des avalanches de débris forme souvent un amphithéâtre bien dessiné, largement incisé par des canyons sous-marins qui se sont formés en domaine continental, lorsque le niveau de la mer était plus bas (Moore et al., 1989). Les glissements massifs peuvent aussi former de larges

amphithéâtres, tel celui de Pololū, sur la côte orientale du Kohala, qui se prolonge jusqu'à des profondeurs de 900 m (Smith *et al.*, 2002).

c) L'origine de la déstabilisation

Les processus conduisant à ces déstabilisations massives sont multiples. On peut distinguer les agents endogéniques, qui dominent durant la phase active du volcan, des agents exogéniques, qui peuvent intervenir à tout moment (Keating et McGuire, 2000).

Les fondations instables des îles volcaniques récentes et leurs fortes pentes facilitent le déclenchement de mouvements de masse par découplage le long de failles normales ou courbes (Mark et Moore, 1987 ; Moore et Clague, 1992). Les matériaux à l'interface terre/mer sont, en effet, hétérogènes et peu cohérents, avec souvent un pendage vers la mer. Ils opposent une faible résistance mécanique, comme nous avons pu le montrer lors d'effondrements de deltas de lave.

La présence d'un volcanisme actif rend, par ailleurs, les pentes plus fortes et plus instables (Moore, 1964 ; Clague et Moore, 2002). De plus, les intrusions de dykes le long des *rift zones* favorisent aussi la formation de surfaces de décollement par l'activité sismique qu'elles génèrent (Lipman *et al.*, 1988 ; Dieterich *et al.*, 2003). Ces injections augmentent également la pression interstitielle des pores de la roche et provoquent son altération thermique, fragilisant l'ensemble de l'édifice (Keating et McGuire, 2000). Le phréatomagmatisme est un autre facteur pouvant déclencher les mouvements de masse géants (Lipman *et al.*, 1988). Enfin, l'exhaussement par compensation isostatique autour des îles volcaniques favoriserait aussi les déstabilisations massives (Smith et Wessel, 2000).

G.M. McMurtry *et al.* (2004) ont remarqué, par ailleurs, que durant les cinq derniers millions d'années, les glissements géants avaient tendance à se déclencher pendant les périodes interglaciaires, les conditions climatiques, plus chaudes et humides, favorisant la déstabilisation. Le rôle des fortes pluies avait déjà été souligné par D.A. Clague et J.G. Moore (2002).

d) Les conséquences morphologiques sur le littoral

Les déstabilisations massives du pourtour des îles volcaniques constituent une rupture majeure dans l'évolution des littoraux. Elles ont des conséquences morphologiques directes, mais elles conditionnent aussi l'évolution à long terme des versants en modifiant le niveau de base (Paris, 2002). Les mégafalaises et très grandes falaises que l'on trouve sur certaines côtes des littoraux hawaïens ont longtemps été interprétées comme des abrupts taillés par l'érosion marine (*cf.* Chapitre I. Section A.4.f.). Leur origine est désormais associée à ces

mouvements cataclysmiques. L'étude du glissement actuellement actif d'Hilina sur le flanc sud du Kīlauea a permis de mieux comprendre l'origine de ces formes.

Les très grandes falaises entre les vallées de Pololū et Waipi'o sur l'île d'Hawaï ont d'abord été expliquées par l'érosion au sein du glissement de Pololū, dont la tête se situait au niveau de la *rift zone* du Kohala, au sommet du volcan (Moore *et al.*, 1989 ; Moore et Clague, 1992). Il s'avère que la cicatrice d'arrachement correspondrait en fait à l'abrupt côtier, le graben sommital étant désormais interprété comme une faille en avant du glissement, telle la faille de Koa'e pour le glissement d'Hilina (Smith *et al.*, 2002). Les vallées en amont de l'amphithéâtre se sont incisées afin d'atteindre le niveau de base. Des coulées de lave s'y sont épanchées postérieurement, ce qui permet de dater ce glissement entre 400 et 200 ka et peut-être plus précisément entre 306 et 254 ka (Moore et Clague, 1992). De la même manière, les collines de Nīnole à Ka'ū seraient les témoins des anciens interfluves entre les larges canyons entaillés après le glissement de Punalu'u (Moore et Clague, 1992).

L'interprétation des mégafalaises de la côte au vent de Moloka'i pose question. Certains y voient la face d'arrachement du glissement de Wailau (Sakate *et al.*, 2002). D'autres pensent qu'il s'agit d'une faille courbe ou normale, comme celle d'Hilina au sud du Kīlauea, formée probablement avant le glissement de Wailau (Clague et Moore, 2002). La sédimentation aurait comblé la différence d'altitude sur la terrasse marine et la mégafalaise aurait pu continuer à reculer par l'attaque des vagues.

Les falaises de Nā Pali, au nord-ouest de Kaua'i, pourraient correspondre également à une faille en avant de la cicatrice de glissement, remaniée par l'attaque des vagues. Les recherches bathymétriques ont, en effet, permis de déceler des canyons sous-marins et un amphithéâtre, à une dizaine de kilomètres du trait de côte, lequel a nourri une avalanche de débris.

La faille de Kahuku, qui forme une falaise structurale au sud de Ka'ū, limite également le glissement de Ka Lae Est (Moore *et al.*, 1994b), tout comme l'escarpement de faille de Pali Kapu o Keoua en baie de Kealahou (Kona), site d'un séisme de magnitude 7 en août 1951 (Macdonald, 1959), qui marque la frontière septentrionale du glissement de Kona Nord, déclenché il y a 13 ka (Moore et Mark, 1992). Enfin, Pali Kaholo, au sud de Kealahou, semble borner un large amphithéâtre de glissement, aujourd'hui recouvert de coulées récentes, ayant pu alimenter les avalanches de débris de 'Ālika et les glissements de Kona Nord et Sud (Moore et Mark, 1992).

2. Les méga-tsunamis

Ces mouvements de terrain géants libèrent une énergie supérieure à 8,0 sur l'échelle de Richter (Klein *et al.*, 2001) et seraient responsables de tsunamis de très grande envergure (Whelan et Kelletat, 2003). Des blocs s'échelonnant jusqu'à 326 m d'altitude au sud de l'île de Lana'i (*Hulopo'e Gravel*) ont ainsi été interprétés comme des dépôts d'un méga-tsunami ayant eu lieu il y a 105 ka (Moore et Moore, 1984, 1988). Le dépôt est épais de 8 m et contient trois unités interprétées comme correspondant à trois vagues successives. L'hypothèse émise autrefois par H.T. Stearns (1940) d'un ancien niveau marin a été abandonnée en raison de la compréhension de la subsidence des îles volcaniques. Ce dépôt a alors été mis en relation avec l'avalanche de débris de Clark au sud de l'île (Moore et Moore, 1988), puis avec celle de 'Ālika 2, à l'ouest d'Hawaï, déclenchée il y a environ 105 ka (Moore J.G. *et al.*, 1989). Une étude récente précise l'âge de ce mouvement de terrain géant qui serait compris entre 127 ± 5 ka et 112 ± 15 ka (McMurtry *et al.*, 1999). D'autres dépôts situés sur les côtes de la Nouvelle-Galles du Sud, au sud-est de l'Australie, témoigneraient du même épisode (Young et Bryant, 1992). Des sédiments présumés d'origine tsunamigénique ont également été trouvés au sud de Moloka'i, jusqu'à 85 m au-dessus du niveau marin actuel (Moore *et al.*, 1994).

Cette théorie a été remise en question par la datation d'anciennes terrasses marines. Les dépôts sur les îles de Lāna'i, Moloka'i et O'ahu seraient en fait les témoins d'anciens niveaux marins, ces îles ayant subi un exhaussement en raison du bombement de l'écorce terrestre autour du point chaud (Jones *et al.*, 1992 ; Grigg et Jones, 1997 ; Keating, 1997, *cf.* Chapitre I. Section B.4.). Une étude récente montre que les traces les plus élevées d'un niveau marin sur l'île de Lāna'i se trouvent à 190 m d'altitude, les concrétions calcaires situées à 326 m d'altitude étant d'origine pédologique et non marine (Keating et Helsey, 2002). Ces chercheurs affirment, de plus, que les déstabilisations massives ne pourraient pas générer des vagues de tsunamis aussi hautes (Grigg et Jones, 1997).

Pourtant des modélisations ont montré que les glissements géants de Nu'uano sur le flanc est d'O'ahu et de 'Ālika à l'ouest d'Hawaï avaient pu générer des méga-tsunami de plus de 100 m de haut (Sakate *et al.*, 2002 ; Mcmurtry *et al.*, 2004). Il est donc possible que certains dépôts, notamment sur l'île de Lāna'i, proviennent d'un tsunami initié alors que le niveau de la mer était plus élevé que l'actuel (Grigg et Jones, 1997 ; Rubin *et al.*, 2000). Nous avons également démontré que les conglomérats marins s'échelonnant entre 6 et 168 m de hauteur à l'ouest du volcan Kohala ne pouvaient s'expliquer que par des vagues de tsunami, compte-tenu de la subsidence continue de l'île d'Hawaï.

C. Tentative d'évaluation des rythmes de recul des falaises basaltiques

Les crises morphogéniques décrites précédemment engendrent une évolution spatio-temporelle discontinue des littoraux volcaniques d'Hawaï. En ayant conscience du caractère saccadé du rythme de recul des falaises basaltiques, fait de retraits soudains et localisés et d'un ennoiment lent ou brutal, nous avons tenté d'estimer la valeur moyenne de leur retrait. Pour cela, différentes techniques ont été utilisées. Nous détaillerons les sources utilisées et les limites de la méthode. Les résultats seront ensuite analysés, nous permettant de dégager différents rythmes.

1. Les techniques utilisées

a) Les différentes techniques possibles

Plusieurs méthodes sont possibles pour quantifier le recul d'une falaise. Certaines ont fait leur preuve, comme la comparaison de documents actuels avec des cartes ou des cadastres anciens (Pinot, 1998). Encore faut-il que les documents de référence soient suffisamment précis. La photo-interprétation a souvent été utilisée, mais elle comporte de nombreux risques de déformation et ne reste valable qu'en cas d'évolution rapide (Albinet, 2000).

Dans le cas de mesures plus localisées, la technique du piquetage en bord de falaise est également utile si l'escarpement recule suffisamment vite. En utilisant certains repères (points de mesure au M.E.M.), nous avons ainsi pu déterminer le recul local de la falaise basaltique sur certains deltas de lave récemment éteints à Hawaï. Cette méthode n'a pas été généralisée sur d'autres portions de côte plus anciennes en raison de la trop faible probabilité de recul sur un secteur donné. Des levés topographiques ponctuels sont aussi possibles, à condition d'avoir des repères stables. L'utilisation d'un G.P.S. différentiel est une technique relativement récente qui peut être une alternative au traditionnel levé topographique. Un G.P.S portable, beaucoup moins précis, a été utilisé pour estimer le recul des deltas de lave du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha. L'interprétation d'indices morphologiques sur le terrain permet, en outre, d'estimer le retrait de la falaise localement, mais comporte de nombreuses incertitudes, comme nous le détaillerons ci-après.

Enfin, certains chercheurs extrapolent les mesures de micro-érosion effectuées durant quelques années à l'aide d'un M.E.M. (*cf. infra*) pour estimer le recul d'une falaise résistante (Robinson, 1976 ; Kirk, 1977 ; Gill et Lang, 1983 ; Stephenson, 1997). Cette méthode nous paraît hautement hasardeuse en raison du caractère localisé des mesures et des processus même en jeu dans le recul de l'abrupt côtier.

b) La comparaison de cartes topographiques

La comparaison de cartes topographiques de secteurs récemment construits de la côte de Puna, Ka'ū et Kona n'a pas été satisfaisante, malgré les quatre éditions disponibles (années 1920 ou 1930, 1960, 1980 et 1990). Les traits de côtes coïncidaient la plupart du temps pour les trois parutions les plus récentes au 1/24 000. La superposition des traits de côte n'a pas toujours été possible avec les cartes au 1/31 680 des années 1920 ou 1930 (déformations lors de l'agrandissement, tracé plus sinueux, levé sur le terrain et non photogrammétrie, projection conique et non cylindrique, éventuelle subsidence du littoral).

Les levés cadastraux n'ont pas été utilisés en raison de leur moindre précision, le trait de côte reprenant parfois en partie celui dessiné par A.B. Loebenstein sur sa carte de 1895 et le plan n'indiquant pas toujours l'accrétion de nouvelles terres. Les documents anciens et détaillés (1/6 000 ou 1/12 000) établis à la fin du XIX^e siècle sont souvent relativement précis. Les premières cartes utilisant la méthode de la triangulation datent en effet de 1849 à Hawaï (Healy, 1959). Toutefois, le mode de projection choisi n'est pas toujours compatible avec celui des cartes actuelles, la précision du tracé peut être également mise en doute, même si le tracé du rivage est paradoxalement souvent plus détaillé que sur les cartes actuelles, montrant les différentes indentations caractéristiques des côtes volcaniques. Sur la carte de A.B. Loebenstein (1895), on retrouve ainsi les nombreux promontoires des coulées 'a'ā qui ne sont pas toujours indiqués sur les cartes actuelles au 1/24 000.

Il a néanmoins été possible de détecter le recul de certains promontoires avec une faible précision :

- recul d'environ 50 m entre 1925 et 1962 à proximité de la pointe de Lae o Kamimi (Kona Sud), dans la coulée de 1919 de 'Ālika ;
- érosion probable, entre 1930 et 1967, sur une trentaine de mètres, de trois saillants de part et d'autre de la baie de Mahuka (Ka'ū), dans une coulée datant de 1823 ;
- érosion sur 10 m maximum (limite de précision de la carte) entre 1981 et 1995 de saillants sur les coulées du Mauna Ulu, émises entre 1969 et 1973 (Puna sud), notamment à l'est de Kahue Point ;
- érosion possible sur les coulées de 1887 et de 1868 au sud de Ka'ū, respectivement à Kākio et Kā'iliki'i, entre les années 1930 et 1990.

Les autres coulées historiques n'ont, semble-t-il, pas évolué entre les années 1920 ou 1930 et aujourd'hui.

Bien que la quantification du recul des falaises basaltiques ne soit pas possible par ce biais, l'analyse des cartes anciennes a permis quelques observations. Nous avons ainsi relevé une simplification du tracé entre la fin du XIX^e et le début du XXI^e siècle dans le secteur compris entre Pohoiki et Kapoho. Les promontoires existant en 1895 (Loebenstein, 1895) ont en partie disparu entre Pohoiki et Pōhakupala, tandis que les circonvolutions dans

le tracé du rivage entre Pōhakupala et Kapoho Point n'existent plus (*cf.* figure 103). Nous attribuons ces changements non pas à l'érosion, mais à des mouvements verticaux. La portion entre Pōhakupala et Kapoho aurait subi un exhaussement (*cf. supra*), la subsidence étant plus probable dans le secteur de Pohoiki-Kalea (côte d'ingression).

En comparant notre relevé de la côte méridionale de Puna avec les cartes anciennes, nous avons noté la disparition de deux caps isolés à l'est de Maona Hauae (Baldwin, 1892) et à Lililoa (Loebenstein, 1895), dans des coulées datant respectivement de 1750 et 1790. Dans ces deux secteurs, le rivage est aujourd'hui rectiligne sur plus d'un kilomètre, avec une falaise de quelques mètres de haut, prouvant la régularisation du trait de côte sur respectivement 40 et 60 ± 20 m.

La mobilité du trait de côte a également été mise en évidence à Nānāwale où les indentations ont été lissées dans la coulée de 1840 et les cônes de tufs adjacents de *Sand Hills* (Loebenstein, 1895). En revanche, l'évolution de la coulée de Hu'ehu'e, datant de 1801, s'est soldée par la formation de la baie de Kakako, au nord de Keāhole Point (Emerson, 1888).

On peut enfin signaler, par comparaison, la vitesse de recul d'une banquette taillée dans un glissement de terrain sur la côte d'Hāmākua. La plate-forme de Laupāhoehoe nui, déjà évoquée auparavant, s'avancait de 800 m dans la mer lors de sa genèse en 1868 (Stearns et Macdonald, 1946). Elle est aujourd'hui large au maximum de 460 m (carte topographique de 1982), ce qui implique un recul d'environ 340 m en 114 ans, soit en moyenne 3,0 m par an.

c) L'utilisation de photographies

L'analyse photogrammétrique n'a pu être réalisée en raison de la rareté des clichés verticaux au-dessus des coulées récentes, le littoral y étant peu habité et peu aménagé. Les photographies aériennes obliques sont, par ailleurs, nombreuses sur les deltas de lave actifs mais très rares après l'arrêt de l'activité. Les repères sont, de toutes façons, rares et l'échelle des photographies est souvent trop imprécise pour espérer repérer quelques modifications.

Seules deux missions ont été comparées sur les coulées du Mauna Ulu, au sud-ouest de Puna. La première série, au 1/6 000, date de janvier 1976, soit quelques années seulement après la fin de la mise en place des coulées (entre 1969 et 1973), et la seconde, au 1/12 000, de juillet 1987. Nous n'avons pas tenté de redresser les photos pour plusieurs raisons. Les amers sont, tout d'abord, très rares rendant le géoréférencement difficile et aléatoire, seules les limites entre les coulées anciennes et récentes pouvant être utilisées. Le tracé du rivage est également imprécis en raison de l'impossibilité, au 1/12 000, de distinguer les masses éboulées de la falaise, leur apparition dépendant, par ailleurs, de la

hauteur des vagues. Le recul est enfin très faible, les coulées du Mauna Ulu ayant essentiellement nappé l'ancienne falaise. Les seules modifications visibles semblent être un léger recul à l'est de Kealakomo et un retrait plus certain de la banquette de Ka'ena Point, que nous estimons être de l'ordre de 10 ± 5 m. Nous avons effectivement observé un recul de la falaise à cet endroit entre 2000 et 2002.

La comparaison de photographies au sol est une autre approche possible, mais qui ne peut aboutir qu'à de simples estimations. Malgré nos recherches dans des bibliothèques spécialisées et au *Bishop Museum* d'Honolulu, principal musée d'Hawaï, nous n'avons trouvé que très peu de photographies anciennes du littoral rocheux, les quelques clichés observés n'étant pas toujours localisables ou exploitables. Des photographies ont également été prises lors des différentes campagnes sur le terrain (*cf.* photos 53, 54, 60 et 72) et ont permis de mettre en évidence des retraits métriques à plurimétriques. Dans le futur, d'autres prospections de documents photographiques, aériens ou non, pourraient être envisageables pour compléter l'étude

d) Les indices morphologiques sur le terrain

Grâce à des indices morphologiques sur le terrain (pinacles rocheux en avant de la côte, extension de la plate-forme littorale ou infralittorale), il est parfois possible d'estimer la distance à laquelle a pu se trouver le trait de côte. Cette méthode, utilisée pour quelques sites, n'est cependant pas totalement fiable car il est difficile de connaître la durée d'évolution avec précision, la genèse de la forme n'ayant pas forcément débuté lors de la mise en place de la coulée. Les plates-formes d'érosion marine intertidales peuvent même être antérieures.

Nous n'avons utilisé que les estimations effectuées sur des littoraux relativement récents (moins de 500 ans), où les témoins de l'ancien trait de côte sont encore conservés en raison d'une élévation du niveau de la mer inférieure à quelques décimètres. Aux observations réalisées durant les différentes missions, nous avons adjoint les observations de J.G. Moore (1970a) qui a signalé une plate-forme d'érosion sous-marine en avant de la coulée de Hu'ehu'e, datant de 1801, s'étendant jusqu'à 400 yards, soit environ 370 m, du trait de côte.

e) L'utilisation des cartes bathymétriques

La largeur des terrasses marines permet d'estimer, à long terme, les vitesses de recul (*cf.* annexe VII). Pour cela, le rivage en arrière de la plate-forme doit être une grande falaise et non une côte basse qui a été simplement ennoyée par la transgression marine. Seules les terrasses de la côte au vent, de 'Upolu Point à la baie de Hilo, répondent à ce critère sur l'île

d'Hawaï. La largeur des terrasses immergées au nord-ouest de l'île a également permis d'estimer le recul de l'ancienne falaise, marquée par un abrupt sous-marin, en utilisant la moyenne des datations de K.R. Ludwig *et al.* (1991) pour chacune des terrasses. Les données mesurées par D.A. Clague et J.G. Moore (2002) au nord de Moloka'i ont également été utilisées.

2. L'interprétation des résultats

Grâce à ces différentes estimations, il est possible de réaliser une esquisse de l'évolution du recul des falaises basaltiques. Pour plus de facilité, les résultats sont présentés sous la forme de recul annuel, bien que l'érosion de la falaise s'effectue généralement par des retraits métriques à plurimétriques soudains. L'utilisation du temps de retour d'un événement sur un même secteur de côte serait certainement plus appropriée pour mieux appréhender le recul des falaises, mais il est difficile à estimer avec précision.

a) Le rythme de recul à moyen terme des falaises volcaniques

Par moyen terme, nous entendons l'évolution des falaises basaltiques après la stabilisation complète des deltas de lave au bout de 5 à 10 ans, et ce durant plusieurs centaines d'années. Il est difficile d'établir des comparaisons car, contrairement aux deltas du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, le type de roche, la fracturation du matériel et le régime des houles frappant la côte sont différents. Les résultats présentés dans la figure 107 sont d'ailleurs très diversifiés. Le détail des calculs effectués est présenté en annexe VI.

Comme pour la figure 15, qui concernait le recul des deltas de lave récemment éteints, la ligne horizontale représente la période utilisée pour le calcul du recul moyen. La barre verticale indique elle soit la marge d'erreur estimée soit l'écart observé sur le site entre le retrait maximum et le retrait minimum. Le choix d'une représentation en fonction de l'âge moyen de la roche sur la période incriminée s'explique par une diminution grossière de la vitesse de recul dans le temps. Dans le détail, aucune relation claire ne semble se dégager entre le recul de la falaise et la durée d'évolution, le point de départ étant généralement supposé être la mise en place de la coulée. De nombreux autres facteurs tels la structure de la roche, la morphologie de la coulée, l'exposition aux vagues ou encore la hauteur de la falaise sont, en effet, aussi importants.

Il semble que le recul annuel soit de l'ordre de plusieurs décimètres à plus d'un mètre par an au maximum dans un premier temps, puis devienne le plus souvent centimétrique à pluricentimétrique au bout d'un siècle. Deux des valeurs annuelles supérieures à 2 m ont été mesurées sur la coulée pāhoehoe de Hu'ehu'e émise en 1801 (création d'une baie et plate-

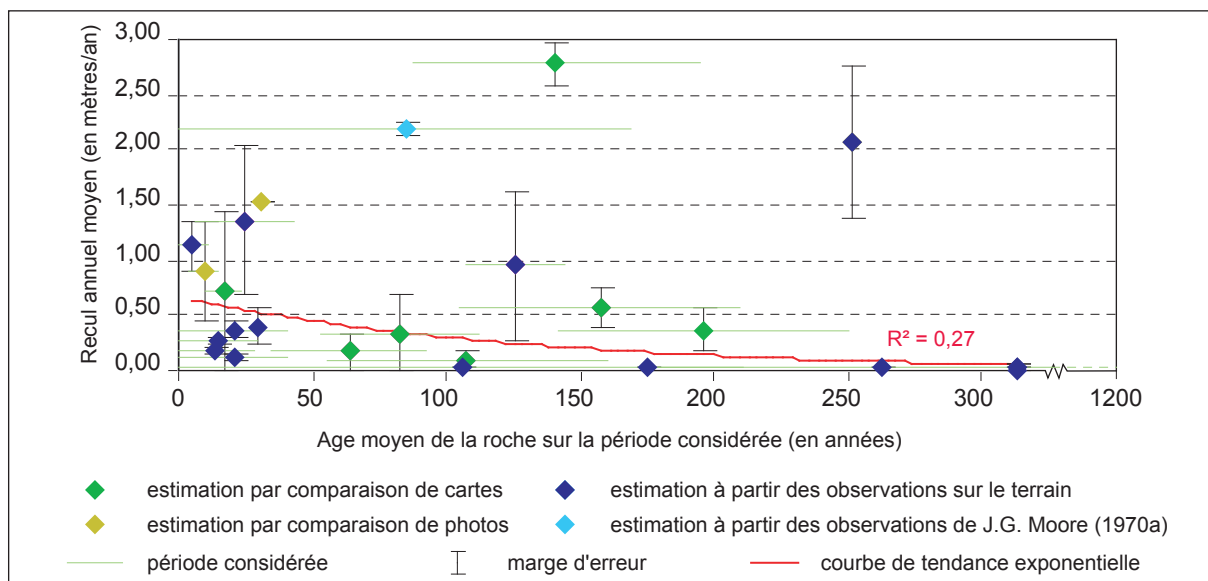


Figure 107 : Courbe des mesures de recul de falaises basaltiques d'Hawaï à moyen terme

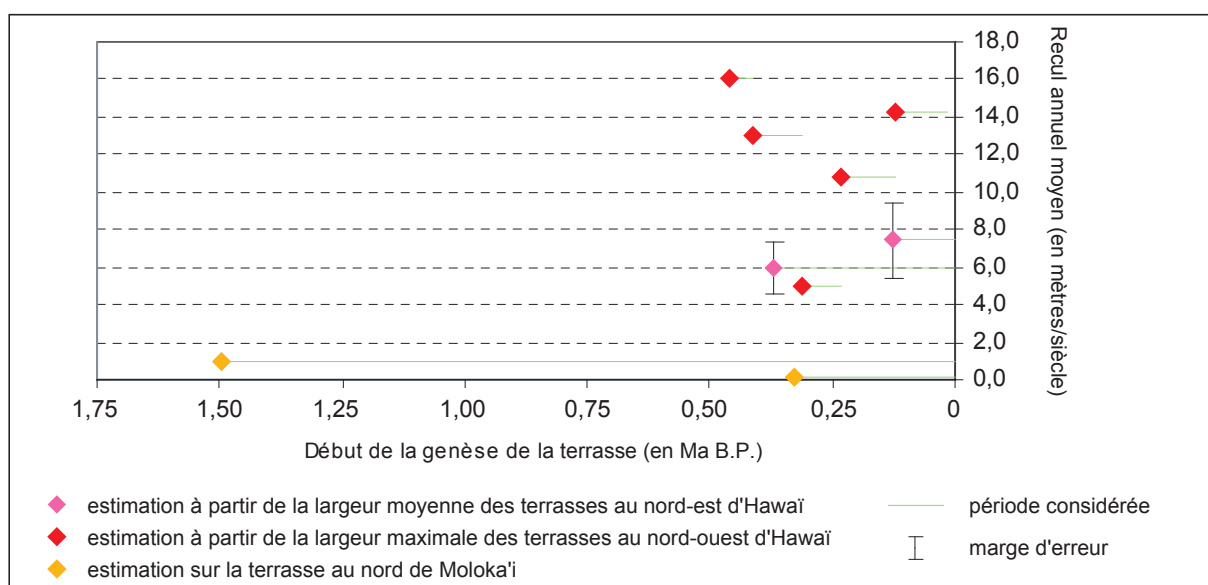


Figure 108 : Le recul des falaises basaltiques d'Hawaï à long terme à partir de la largeur des terrasses marines

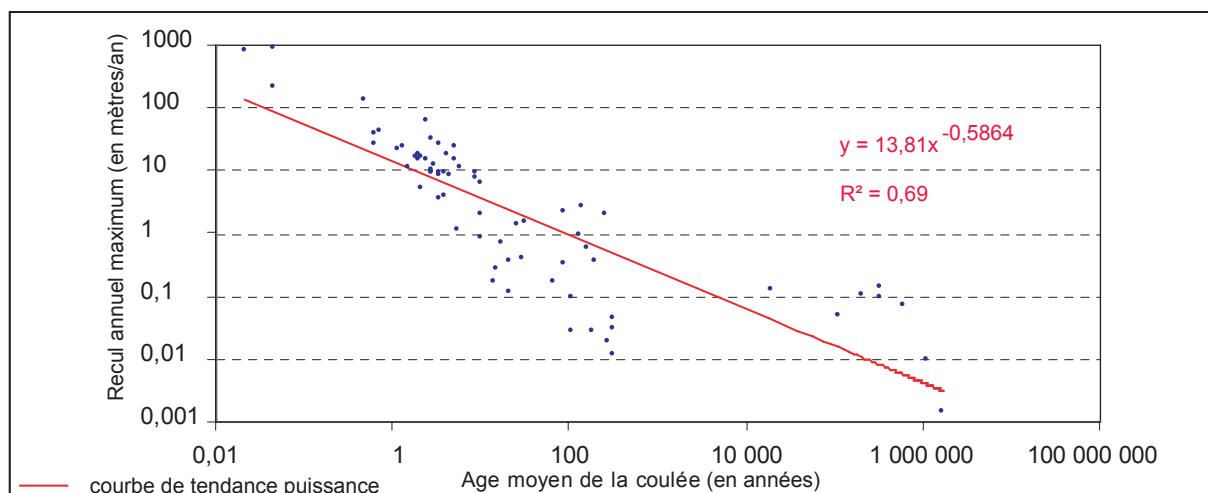


Figure 109 : Courbe récapitulative des mesures de recul de falaises basaltiques

forme infralittorale observée par J.G. Moore). L'autre valeur excentrée, qui coïncide avec la destruction d'une arche, déjà signalée dans le texte, entre 2001 et 2002, sur la coulée de Heiheiāhulu de 1750, illustre le caractère soudain du recul et prouve qu'il est vain de raisonner sur des moyennes annuelles.

La période de retour d'un événement engendrant un recul d'un à quelques mètres est généralement de quelques années, parfois seulement quelques mois, dans les coulées de moins de 100 ans. Elle est ensuite le plus souvent de plusieurs décennies, mais peut également dépasser la centaine d'années ou parfois être annuelle. Aucune corrélation n'est perceptible avec la morphologie de la coulée (pāhoehoe ou 'a'ā). Ces estimations correspondent probablement aux valeurs maximales, puisqu'elles ont souvent été déterminées à partir du recul d'un promontoire.

La tendance à la diminution du recul, même si elle n'est pas nette, peut être interprétée de plusieurs façons. Le matériel rocheux est désormais entièrement solidifié, le développement d'un éventuel cortex d'altération ou d'algues encroûtantes calcaires pouvant accroître sa résistance. La genèse d'une banquette d'érosion marine de haute mer ou intertidale limite également l'action directe des vagues sur l'abrupt côtier. Sur le plus long terme, l'ennoiement progressif de la falaise, lorsqu'elle est peu élevée, réduit également les possibilités de chute.

Le temps de retour d'une chute sur la falaise ou de l'effondrement d'une arche littorale, dépend enfin de la masse éboulée en contrebas de l'escarpement. La protection peut également être assurée par une accumulation de sable hyaloclastique provenant d'un delta de lave en construction proche, comme cela a été remarqué en 2003 à Ka'ena Point. L'entrave au déclenchement des processus gravitaires et à l'affouillement basal ne contrôle cependant qu'en partie le rythme d'ablation saccadé de la falaise (cf. Chapitre II. Section A.2.c.).

Ce recul relativement rapide des falaises basaltiques avait déjà été signalé par d'autres chercheurs, même si les données chiffrées sont rares. C.K. Wentworth (cité dans Macdonald *et al.*, 1983, p. 266) estimait le recul des falaises basaltiques à 5 cm par an, valeurs proches de nos estimations. Le même auteur souligne que l'érosion marine est sept fois plus faible que l'érosion continentale pour les îles les plus anciennes de l'archipel hawaïen, mais plus importante pour les îles récentes comme celle d'Hawaï (Wentworth, 1927). Dans les terrains volcaniques de la chaîne Waitakere, près d'Auckland (Nouvelle-Zélande), C.A. Cotton (1951 *in* Guilcher, 1954) signale également un retrait rapide, qu'il n'a pas quantifié. A l'île de Pâques, le recul est lent sauf sur les promontoires exposés. Grâce à la disparition d'un ahu (plate-forme monumentale polynésienne), R. Paskoff (1978a) chiffre ainsi le recul d'une falaise, pourtant pléistocène, haute de plus de 100 m, à environ 2 m en une vingtaine d'années, soit une valeur proche de celles d'Hawaï. L'ordre de grandeur établi pour les falaises basaltiques d'Hawaï est probablement valable sur d'autres littoraux volcaniques. La

rapidité du recul pose des problèmes de gestion du littoral. Outre les secteurs en cours d'enneigement déjà signalés (Kapoho, fond de baie de Hilo), des murs protègent certaines infrastructures au sud de Puna (route littorale à Ili'ililoa, piscine naturelle à Kalea).

b) Le rythme de recul à long terme des falaises volcaniques

Le recul maximum des terrasses immergées du golfe de Kawaihae varie entre 5,0 et 16,0 cm par an, soit 5,0 à 16,0 m par siècle (figure 108 et annexe VII). Les grandes falaises du Kohala et du Kea ont reculé avec une vitesse similaire, comprise entre 4,6 et 9,4 m par siècle. La vitesse d'ablation est donc similaire entre les falaises tronquant des coulées de plusieurs centaines d'années et celles de plusieurs centaines de milliers d'années.

Le recul de la falaise n'est cependant pas linéaire dans le temps. Le retrait de la falaise est probablement plus rapide durant les périodes de stagnation du niveau marin que pendant les transgressions rapides des périodes chaudes. Les grands mouvements de masse sur les flancs des îles volcaniques récentes interviennent également dans le rythme du retrait de la falaise à long terme. Ainsi, D.A. Clague et J.G. Moore (2002) ont montré que le recul de la mégafalaise au nord de Moloka'i a été en moyenne de 1,0 m par siècle durant les derniers 1,5 Ma, mais de seulement 0,15 m par siècle depuis la construction de la péninsule de Kalaupapa, il y a 330 ka. Les auteurs expliquent cette différence par la déstabilisation massive du flanc nord de Moloka'i entre 1,5 et 0,3 Ma B.P.

Les taux importants de plusieurs mètres par siècle calculés sur les côtes de l'île d'Hawaï ne s'expliquent *a priori* pas par un glissement géant, celui de Pololū étant antérieur à la genèse de la terrasse sur le Kohala (Moore *et al.*, 1989). Il est possible que le faible taux calculé sur la falaise septentrionale de Moloka'i résulte d'un ralentissement des dynamiques en raison de la hauteur de l'escarpement (1 000 m au maximum). Selon E.C.F. Bird (1984 ; 2000), les abrupts côtiers taillés dans une haute topographie reculent en effet plus lentement que ceux taillés dans une topographie basse. Malgré l'instabilité accrue par la hauteur de l'escarpement, l'action des vagues ne peut pas s'exercer au-dessus de plusieurs dizaines de mètres. De plus, lorsqu'une falaise est plus basse, les produits de son érosion sont moins volumineux et leur déblaiement plus rapide pour une nouvelle attaque de la base de la falaise (Pinot, 1998 ; Costa *et al.*, 2003). Lorsque la hauteur est trop réduite, les processus sont néanmoins atténués (*cf. supra*).

Le recul a, par ailleurs, été certainement dégressif lors de la première centaine d'années. Le temps de retour d'un épisode engendrant un retrait métrique à plurimétrique peut être estimé, par le calcul, à une à plusieurs dizaines d'années à Hawaï. Compte-tenu de la décroissance supposée des taux, il serait plutôt de l'ordre de plusieurs dizaines d'années à plus d'une centaine d'années, comme l'indiquent les valeurs extrapolées à partir de la terrasse au nord de Moloka'i.

Sur le très long terme, la largeur des plates-formes diminue probablement la vitesse d'ablation. Ainsi, H.W. Menard (1986) a calculé, par la même méthode, un recul moyen entre 5 et 7 Ma compris entre 0,11 et 0,17 m par siècle pour les archipels des Marquises et d'Hawaï. Les valeurs divergent selon les archipels en raison de conditions d'exposition différentes et de l'âge des coulées. Les terrasses marines autour de l'île du Prince-Edouard, à proximité de Crozet, constituée d'un volcan datant d'environ 215 ka, indiquent, par exemple, un recul moyen de 0,93 à 1,40 m par siècle. L'élargissement des terrasses n'a été, par contre, que de 0,06 à 0,07 m par siècle pendant au moins 16 Ma aux îles Canaries. (Menard, 1986). Au regard de ces exemples, le recul des grandes falaises d'Hawaï apparaît comme particulièrement rapide. Le *fetch* important est un élément de réponse dans la vigueur de l'attaque marine à Hawaï. Il est également probable que la faible érosion des falaises sur les temps longs en raison de la largeur de la plate-forme réduit considérablement la valeur du recul moyen sur les autres archipels.

c) Synthèse sur les différents rythmes

Si l'on compile les données obtenues sur les terrasses marines, les falaises basaltiques et les deltas de lave récemment inactifs (annexes IV, VI et VII), on obtient une courbe décroissante, sur laquelle on peut mettre en évidence différents rythmes de recul (figure 109). Dans un premier temps, le taux d'érosion est très élevé la première année d'existence du delta de lave, atteignant plusieurs dizaines de mètres à plus de 100 m. Il décroît très rapidement jusqu'à la fin de la première année (une dizaine de mètres par an). Ce premier stade se caractérise par un démantèlement rapide de la falaise par l'attaque des vagues en raison de la non-consolidation du matériel, l'effondrement localisé de banquettes de lave et des basculements de pans rocheux nombreux.

Cette diminution de la vitesse de recul est ensuite plus lente, les mouvements gravitaires sur la falaise restant nombreux et généralement annuels, 10 ans après la fin de la genèse du delta de lave. Le soubassement est en cours de stabilisation et des réajustements peuvent participer au recul de la falaise qui atteint en moyenne 3 à 8 m par an.

Lorsque l'assise de débris est totalement stabilisée, débute ensuite un troisième stade, pendant une centaine d'années. L'ablation du matériel est plus ponctuel et s'effectue lors de tempêtes, le temps que la masse éboulée en avant de la falaise soit évacuée et/ou que de nouveaux processus de déstabilisation apparaissent (création de fissures, affouillement basal, délogement de blocs sur la falaise ou la plate-forme sommitale). Le temps de retour extrapolé à partir de nos mesures très localisées et souvent maximales semble varier entre quelques mois et quelques années (de 0,10 à 2,14 m par an). Il est plus probable qu'il soit de l'ordre de plusieurs années à une dizaine d'années sur la plupart des côtes. L'âge de la roche ne devient plus un paramètre déterminant, la résistance du matériel et l'exposition aux

houles de la falaise devenant aussi, sinon plus, importantes. Les coulées 'a'ā reculent ainsi probablement plus lentement, même si nous avons pu le mettre en évidence avec nos mesures.

Au bout d'une centaine d'années, on constate cependant globalement une tendance au ralentissement, avec un retrait annuel de quelques mètres par siècle le plus souvent, même s'il atteint parfois plus de 200 m. Les données établies à partir de la largeur des terrasses marines sont du même ordre, parfois légèrement supérieure, l'étendue de la plateforme prenant en compte le recul rapide initial. Pour les falaises taillées dans des coulées de plusieurs centaines à près d'un million d'années, la durée d'évolution ne semble donc pas être un facteur discriminant dans leur recul.

En revanche, les mesures d'autres chercheurs semblent indiquer une tendance au ralentissement du rythme au bout de plusieurs millions d'années, avec des retraits plus proche du décimètre par siècle, les mouvements de masse géants pouvant venir modifier brutalement ce rythme.

Cette étude a donc permis un étalonnage du rythme de recul des falaises basaltiques d'Hawaï par rapport à d'autres types de falaises à travers le monde. Dans un premier temps, le recul annuel pluridécimétrique est parmi les plus rapides au monde, identique à celui des falaises tronquant des sédiments quaternaires glaciaires ou éoliens ou des tufs volcaniques (Sunamura, 1992). A moyen terme, le recul annuel décimétrique à pluridécimétrique s'apparente à celui de certaines falaises calcaires. Enfin, à long terme, le recul de l'ordre de quelques centimètres par an est supérieur à celui des falaises granitiques.

Conclusion de chapitre

L'évolution des littoraux volcaniques s'effectue de manière discontinue dans le temps. Nous avons mis en évidence un certain nombre d'événements morphogènes durant lesquelles l'accélération est manifeste dans le changement du niveau de base, le recul de la falaise ou le dépôt de sédiments.

A une autre échelle, certains épisodes cataclysmes provoquent même le bouleversement total de la morphologie des îles volcaniques. Le flanc des îles volcaniques se caractérise par un système de failles en échelons limitant des compartiments mobiles. Lors d'une déstabilisation instantanée, la masse en mouvement forme une avalanche de débris ou un glissement de terrain géant qui modifie totalement la configuration du littoral.

Des mégafalaises et de très grandes falaises se forment au niveau de la cicatrice du glissement, comme entre Pololū et Waipi'o, ou de la faille en avant de cet amphithéâtre, telles les mégafalaises de Nā Pali. Le travail des vagues a simplement consisté en leur rafraîchissement.

Ces mouvements sont extrêmement rares et cataclysmiques, la dynamique habituelle consistant en un léger glissement périodique des compartiments, générateur de tremblements de terre. Les conséquences de ces crises sismiques sur la morphologie côtière sont notables : affaissement pouvant atteindre plusieurs mètres, parfois exhaussement, chutes de matériaux sur les abrupts côtiers et tsunamis dévastateurs. Ce fut notamment le cas dans le secteur d'Halapē-Keauhou Landing lors des deux principaux séismes historiques en 1868 et 1975. L'extrémité orientale de la *rift zone* Est du Kīlauea, entre Nānāwale et Pohoiki, est également régulièrement sujette à l'affaissement lors de séismes. L'abaissement de la région entraîne une forte mobilité du trait de côte, notamment autour de Kapoho (côte d'ingression).

Les tsunamis, autochtones ou allochtones, sont également fréquents sur le pourtour de l'archipel hawaïen, particulièrement sur les rivages de l'île d'Hawaï, avec un *run up* dépassant parfois 12 m. Dans le passé, des méga-tsunamis, résultant de la déstabilisation massive d'un édifice volcanique, ont pu avoir lieu, générant des vagues de 100 m ou plus. Les blocs qui se déposent sur les plates-formes sommitales peuvent avoir une masse de plusieurs dizaines de tonnes et être difficilement re-mobilisables ou n'être que de dimension décimétrique, comme dans le secteur de Ka'ena Point. Il est souvent difficile de les distinguer des blocs de tempêtes.

Les plus fortes tempêtes, notamment celles provoquées par le passage d'un cyclone à proximité de l'archipel, engendrent, en effet, des vagues de même hauteur que celles des tsunamis. L'absence d'algues encroûtantes sur les dépôts de tempête ou de tsunami démontre qu'ils ont été, le plus souvent, délogés de la falaise ou, éventuellement, de la plate-forme. Nous avons déjà mis en évidence le rôle des tempêtes dans le recul des falaises basaltiques par la position des plates-formes d'érosion marine. Les blocs issus du démantèlement de l'abrupt côtier s'accumulent à son pied et sont progressivement colonisés par des algues encroûtantes. Lors d'un épisode tempétueux particulièrement violent ou d'un tsunami, les forces hydrodynamiques acquises par les vagues sont telles que les blocs délogés de la falaise sont projetés sur la plate-forme sommitale lorsque l'escarpement est inférieur à environ 4 m pour les tempêtes. Le retrait de la falaise et l'individualisation de la banquette d'érosion marine ne sont toutefois pas systématiques et peuvent résulter de la succession de chocs sur la paroi après plusieurs épisodes tempétueux.

En conséquence, l'évolution des côtes volcaniques est marquée par des accélérations brusques et des ralentissements entraînant un rythme saccadé marqué par des crises morphogéniques pluriannuelles (tempête ordinaire), durant lesquelles l'essentiel du recul

s'effectue, des épisodes décennaux (grande tempête, passage d'un cyclone, crise sismique d'importance), séculaires (grand tsunami, grand séisme) ou exceptionnels et cataclysmiques (déstabilisation massive du flanc du volcan). Entre ces crises morphogéniques, l'évolution est probablement réduite, les dépôts protégeant en partie la falaise des trains de houle habituels.

Le rythme semble, par ailleurs, ralentir au cours du temps, même si la tendance est moins nette que lors des premières années d'existence des deltas de lave, les paramètres propres à la roche ou au site intervenant davantage. La formation de banquettes d'érosion et la submersion de la côte pourraient expliquer cette évolution. Tout dépend, dans le dernier cas, de la hauteur de l'escarpement.

Malgré les limites des méthodes utilisées, le recul des falaises basaltiques a pu être estimé, même si ces données ne traduisent pas la réalité de l'évolution qui s'opère de façon très localisée dans le temps et l'espace. Plusieurs stades ont été mis en évidence. Une fois le delta de lave stabilisé, une dizaine d'années après sa mise en place, le recul peut être encore rapide et dépasser 1 m par an. Le temps de retour des mouvements gravitaires ou de l'effondrement de grottes ou d'arches variant entre quelques mois et une dizaine d'années. Les falaises tronquant des coulées de plus d'une centaine d'années reculent souvent plus lentement, la récurrence des épisodes de recul étant de l'ordre de plusieurs décennies à plusieurs centaines d'années, même si elle peut descendre à une année dans certains secteurs particulièrement fragiles ou exposés. Le recul des très grandes falaises d'Hawaï apparaît donc particulièrement rapide. Il semble enfin que sur le très long terme, sur les volcans de plusieurs millions d'années, le rythme ralentisse à nouveau en raison de la largeur de la plate-forme d'érosion, initiée durant une période glaciaire, qui freine l'action des vagues.

Conclusion de partie

Les côtes volcaniques de l'archipel d'Hawaï se caractérisent par leur diversité. Les côtes basses, parfois recouvertes de sédiments sur les îles plus anciennes, côtoient les côtes à falaises, qui peuvent être de hauteur métrique ou kilométrique. L'étude approfondie des littoraux de l'île d'Hawaï, couplée aux observations effectuées sur l'île d'O'ahu, nous a permis de mettre en évidence les paramètres intervenant dans la morphogenèse des abrupts côtiers, de tenter de les hiérarchiser et de suivre leur évolution dans le temps.

La structure de la roche contrôle fortement la morphologie littorale à toutes les échelles d'analyse. Le tracé longitudinal du rivage reprend ainsi la forme des volcans, des anciens deltas de lave ou individualise les secteurs plus résistants. Le diaclasage de la roche facilite le démantèlement de la falaise, notamment sous les coups de boutoirs des vagues. La présence de brèches basales permet également la genèse d'encoche d'abrasion.

Si la lithologie de la roche joue un rôle mineur dans la morphologie littorale, la morphologie des coulées conditionne les formes de détail sur les plates-formes sommitales ou d'érosion. Les retouches sont, en effet, infimes, particulièrement sur les coulées pāhoehoe. Ces dernières sont, par ailleurs, plus facilement érodées que les coulées 'a'ā massives. Seul l'empilement de fines coulées 'a'ā facilite leur désagrégation grâce à la présence des couches de brèches qui constituent autant de plans de faiblesse.

L'élévation du niveau de la mer consécutive à la transgression holocène est confortée par la subsidence volcano-isostasique de l'île d'Hawaï. La fin de l'Optimum Climatique il y a environ 2 000 ans, est la seule période où le niveau de la mer a pu éventuellement atteindre le niveau actuel. Cet ennoisement progressif du rivage limite la formation de plates-formes d'érosion marine, expliquant l'ubiquité des falaises plongeantes. De plus, la tendance globale au ralentissement des vitesses de recul des falaises hawaïennes pourrait s'expliquer en partie par ce phénomène. La compensation isostasique autour du point chaud a permis, en revanche, l'élévation d'anciennes terrasses marines sur l'île d'O'ahu.

La puissance de l'attaque marine dans l'archipel d'Hawaï résulte de son éloignement de toute autre terre. La pente sous-marine importante limite également le freinage des houles sur le fond et permet le déferlement des vagues en volutes directement sur l'abrupt côtier. Les contrastes d'exposition régionaux ou locaux ont des conséquences non négligeables sur la morphologie du littoral comme l'opposition côte au vent / côte sous le vent l'illustre sur l'île d'Hawaï.

Une fois le delta de lave stabilisé, le recul des falaises s'effectue le plus souvent par des mouvements gravitaires déclenchés par les alternances de pressions et de succions des vagues lors de tempêtes. Le matériel rocheux est parfois simplement fragilisé et un nouvel

épisode météo-marin d'importance est nécessaire pour déclencher la déstabilisation. En dehors de ces périodes, l'abrupt côtier est le plus souvent figé, protégé de l'impact des vagues par la masse éboulée à ses pieds. Seuls des chutes de pierres ou des mouvements mineurs déclenchés, par exemple, par de fortes pluies peuvent retoucher l'escarpement.

Le temps de retour de ces événements a été estimé à quelques mois à quelques dizaines d'années dans un premier temps, atteignant ensuite plusieurs décennies à plus d'un siècle pour les falaises taillées dans des coulées de plus de 100 ans. L'éboulement est le mouvement le plus fréquent, parfois occasionné par la seule action des vagues, sans l'aide de la gravité, en cas de falaises basses. Les blocs s'étalent en contrebas de l'escarpement, à demi immergés. Le recul laisse parfois en place une étroite banquette de haute mer, qui peut correspondre à une ancienne plate-forme exhumée. D'autres processus gravitaires sont moins fréquents, comme l'effondrement de pans rocheux après leur mise en surplomb ou le basculement de blocs, commun dans les coulées les plus récentes, mais de plus en plus rares ensuite, l'ouverture de fractures de gravité ou de décompression étant plus exceptionnelle.

L'excavation basale ou sommitale de blocs lors du déferlement des vagues de tempête sculpte des formes d'échelles moyennes qui vont différer le recul du trait de côte dans les coulées de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années. Dans les secteurs exposés, les grottes marines peuvent évoluer en arches littorales par recoupement. Une fois effondrées, celles-ci laissent en place des pinacles rocheux. Leur destruction, tout comme le simple effondrement du plafond de grottes, donne lieu, dans un premier temps, à un récif situé quelques décimètres au-dessus du niveau moyen de la mer. Quand la roche est particulièrement résistante, le recoupement des cavités ne façonne qu'une large grotte à arcades. Lorsque le délogement de blocs ou le dépavage se réalise sur la plate-forme sommitale, la falaise s'étage en terrasses ou compose de petits amphithéâtres aux débouchés de gorges perpendiculaires au trait de côte.

Ces processus entraînent progressivement la régularisation longitudinale du trait de côte par destruction des promontoires plus exposés aux vagues. Son tracé devient relativement rectiligne au bout de quelques milliers d'années. Dans le détail, on peut assister à une irrégularisation temporaire de la ligne de rivage par la mise en saillie de promontoires formés par l'approfondissement et l'érosion de grottes. Ces pointes, qui recoupent probablement des secteurs plus résistants, sont surtout façonnées dans des coulées récentes et sont rapidement détruites par la genèse puis la destruction d'arches. De nouvelles coulées de lave peuvent également napper l'escarpement marin, le delta de lave qui se construit créant alors une indentation dans le tracé du littoral.

Lorsque les tempêtes sont particulièrement fortes, notamment lors du passage d'un cyclone, des gradins de tempête, autrefois attribués à un haut niveau marin, se forment sur la falaise, plusieurs mètres au-dessus du niveau de la mer. A cette occasion, des blocs

arrachés à la falaise, parfois de plus d'un mètre de long, peuvent être projetés au-dessus de la falaise comme lors de tsunamis générés par des séismes locaux ou lointains.

La tendance à la submersion des blocs en avant de la falaise permet la continuation des mouvements gravitaires et éventuellement la création d'une nouvelle banquette d'érosion. Les grottes sont également ennoyées, ce qui favorise la formation de trous soufleurs qui peuvent évoluer en puits. L'élévation du niveau de la mer est à la fois lente et continue, mais peut s'accélérer localement lors de crises sismiques engendrant l'affaissement, parfois plurimétrique, de portions de côte. À terme, la falaise peut être totalement submergée si aucune nouvelle coulée de lave ne vient la recouvrir. La plate-forme sommitale devient supralittorale et peut évoluer par retouches.

À la fin du stade de construction du bouclier, le flanc des îles volcaniques peut être sujet à de grandes déstabilisations instantanées. Ces glissements de terrain ou avalanches de débris géants bouleversent profondément la morphologie de l'île, formant sur le littoral de très grandes falaises ou mégafalaises au niveau de leur cicatrice d'arrachement ou de la faille en arrière de celle-ci. Ils engendrent également des méga-tsunamis qui déposent des blocs, parfois à plusieurs centaines de mètres du niveau de la mer de l'époque. Ces mouvements constituent en fait le stade ultime et paroxysmal des lents glissements que connaissent habituellement les volcans actifs comme le Kīlauea ou le Mauna Loa et qui se traduit par des crises sismiques épisodiques.

Lorsque le stade de construction du bouclier est terminé, l'activité éruptive de recouvrement, sporadique, engendre une augmentation des pentes subaériennes du volcan. La hauteur des falaises, qui peut déjà être élevée en raison de la longue évolution et des possibles déstabilisations massives passées, a alors tendance à augmenter rapidement. Le recul s'effectue essentiellement par des glissements de terrains et éventuellement des écroulements. Lorsque la masse en mouvement est importante, notamment lors de séismes, le dépôt est difficilement évacué et est taillé en banquette. L'ablation est particulièrement efficace lors des régressions eustatiques des périodes glaciaires qui stabilisent le niveau relatif de la mer, entraînant une régularisation presque parfaite du trait de côte. Seules des coulées tardives alcalines empruntant les talwegs peuvent irrégulariser le rivage en construisant de larges deltas de lave. Le retrait de la falaise forme de larges plates-formes d'érosion, qui ont tendance à faire diminuer le rythme de recul par réfraction des vagues sur le fond.

Au bout de plusieurs centaines de milliers d'années, durant le *hiatus* sans activité volcanique, l'érosion subaérienne est rapide et intense, particulièrement sur les côtes au vent. L'élévation du niveau relatif de la mer provoque l'ennoiment des vallées et l'irrégularisation longitudinale du trait de côte.

Sur le long terme, les formes de détail, qui peinent à s'individualiser avant en raison du recul rapide des falaises et de la submersion des plates-formes, prennent une part croissante dans la morphologie littorale. Des processus mineurs dans la morphogenèse des falaises et plates-formes basaltiques comme la corrosion littorale, déjà efficace sur les tufs palagonitiques, interviennent alors de façon plus active. La troisième partie de cette thèse mettra en évidence cette évolution.

TROISIÈME PARTIE
LA GENÈSE DES FORMES DE DÉTAIL
SUR LES LITTORAUX VOLCANIQUES

« Quelques tronçons de basalte arrachés par les fureurs de l'Océan, s'allongeaient sur le sol comme les débris d'un temple antique, ruines éternellement jeunes, sur lesquelles passaient les siècles sans les entamer. »

Jules Verne, *Voyage au centre de la Terre*. Garnier-Flammarion, Paris, 1977, p. 126-127.

Introduction de partie

Au fur et à mesure de leur évolution, les falaises et plates-formes littorales vont être retouchées par les agents météoriques subaériens ou marins. Dans un premier temps, le recul important de l'abrupt côtier limite le façonnement de microformes et leur conservation, mais progressivement, celles-ci vont imprimer leur marque au paysage littoral. Ponctuellement, sur les plates-formes supralittorales, l'excavation de la roche peut être plus rapide.

En changeant d'échelle d'analyse, nous nous intéresserons particulièrement à la météorisation des roches volcaniques, que nous n'avons que peu traitée jusqu'ici en raison de sa modeste participation au façonnement des falaises. Les processus, regroupés sous le terme de corrosion littorale, peuvent sculpter des microformes originales sur les rivages volcaniques. Ils finissent parfois par modeler, sur le long terme, les versants littoraux, participant à l'abaissement de la plate-forme.

Les formes de détail ou d'échelle moyenne qui interviennent directement dans le recul de la falaise (encoche, bloc délogé, trou souffleur, grotte, terrasse, arche, pinacle) ont déjà été étudiées dans la partie précédente et ne seront qu'évoquées. Dans un premier temps, les différentes formes de détail observées dans l'archipel d'Hawaï seront analysées et classifiées afin d'en déterminer les agents morphogènes. Dans un second temps, nous présenterons les résultats des mesures effectuées, sur le terrain et en laboratoire, afin de mieux appréhender les processus impliqués dans la morphologie à grande échelle des littoraux volcaniques. Le contrôle des variables environnementales sur l'efficacité des processus et l'importance des paramètres pétrographiques dans le modelage de la roche seront successivement abordés.

CHAPITRE I – LES FORMES DE DETAIL : CLASSIFICATION ET ORIGINE

A. Les formes de corrosion littorale

1. La météorisation des roches volcaniques
2. Les formes d'alvéolisation
3. Les mares de corrosion
4. Les formes d'origine biologique

B. Les formes d'érosion mécanique

1. Les formes de délogement
2. Les formes d'abrasion
3. Les formes polygéniques

Introduction

Nous analyserons dans ce chapitre les microformes observées sur les falaises et plates-formes volcaniques de l'archipel d'Hawaï. Leurs caractéristiques morphométriques seront comparées à celles d'autres formes étudiées sur différents littoraux dans le monde, volcaniques ou non.

Les processus à l'origine de cette morphologie de détail seront discutés au regard des indices observés sur le terrain et de la littérature qui leur est consacrée. Les chapitres suivants nous permettront d'approfondir cette question en recherchant les paramètres intervenant dans l'efficacité des agents d'érosion, par le biais de mesures spécifiques.

Différents types de formes seront envisagés, sur les basaltes et sur les tufs volcaniques, la terminologie utilisée ayant parfois dû être précisée ou adaptée. Les formes de corrosion littorale et celles façonnées par l'érosion mécanique des vagues seront successivement abordées.

A. Les formes de corrosion littorale

La corrosion littorale regroupe un ensemble de processus relevant d'actions chimiques, physico-chimiques et biologiques, selon la définition d'A. Guilcher et P. Pont (1957) que nous adopterons¹⁴. Elle façonne des formes très diverses, qui peuvent être microscopiques ou métriques, monogéniques ou, le plus souvent, polygéniques, les différents processus jouant en interaction (Marie, 1999). La corrosion littorale est particulièrement efficace sur les littoraux volcaniques, ces roches étant considérées comme les plus sensibles à ce type d'érosion après les roches grésocalcaires (Guilcher *et al.*, 1962 ; Guilcher et Bodéré, 1975). De plus, certaines formes structurales des roches volcaniques sont exploitées de façon différentielle par la corrosion littorale, donnant des modelés originaux.

Par souci de clarté, nous avons choisi de préciser les différents processus chimiques et physico-chimiques à l'origine des formes de corrosion physico-chimique avant de présenter leur morphologie sur les littoraux hawaïens. Les mécanismes exacts à l'origine de ces modelés sont, en effet, sujets à questionnement. Nous détaillerons les signes relevés

¹⁴ « Par corrosion littorale, nous entendons qualifier tous les processus chimiques, physiques ou biologiques qui attaquent les roches dans la zone des marées et des embruns (...) à l'exception de l'action mécanique des vagues (...) » (Guilcher *et al.*, 1962, p. 209).

sur le terrain pouvant traduire leur efficacité. Les deux prochains chapitres nous permettront de mieux appréhender les paramètres contrôlant leur efficacité et de souligner l'importance de la structure de la roche. L'étude des formes façonnées par les organismes vivants clora cette section.

1. La météorisation des roches volcaniques

a) Les processus chimiques

La mise en solution de composants chimiques peut entraîner la désagrégation granulaire de la roche par excavation ou déstabilisation, désagrégation susceptible de façonner des microformes de corrosion sur les littoraux volcaniques hawaïens.

1 – L'hydrolyse

L'hydrolyse est certainement le processus de météorisation physico-chimique le plus commun des roches silicatées. Les ions hydrogènes libres H^+ de l'eau se substituent aux cations des minéraux silicatés et alumino-silicatés de la roche, détruisant ainsi les édifices cristallins à la faveur de la genèse d'argiles de néo-formation et même d'une mise en solution des cations (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+}) qui augmentent alors le pH des mares¹⁵, rendant la silice elle-même plus soluble (Muxart et Birot, 1977). Les micas et les feldspaths sont sensibles à ce processus, particulièrement en milieu acide (Muxart et Birot, 1977).

Lorsque le renouvellement en eau de mer est suffisant, le pH basique des mares ($pH > 7$) permet la bisiallisation, c'est-à-dire la formation de smectites (illites ou montmorillonites), tandis que dans un milieu confiné en domaine supralittoral, l'acidité de l'eau entraîne la monosiallisation, voire l'allitisation, correspondant respectivement à la genèse de kaolinites et de gibbsites (Muxart et Birot, 1977).

2 – L'oxydo-réduction

Les minéraux ferro-magnésiens peuvent subir une oxydation, par perte d'électrons, ou une réduction, par gain d'électrons. Dans le premier cas, des oxydes ou des hydroxydes, selon la présence ou non d'eau, se forment. Des suintements ferrugineux ont ainsi été constatés sur les microfalaises de tufs de Kōkee Beach Park. Dans le second, ces oxydes ou hydroxydes, notamment de fer (Fe^{2+} et Fe^{3+}), sont réduits dans les milieux anaérobiques que l'on trouve dans certaines mares (Ollier, 1979). Il convient de souligner l'importance que

¹⁵ Pour rappel, une forte concentration en ions H^+ équivaut à un pH acide (1 à 7), une faible quantité à un pH basique (7 à 14).

peuvent avoir ces réactions pour un minéral comme l'olivine, commun sur les basaltes hawaïens, qui s'oxyde en serpentine en milieu bien drainé (Pomel, 1986).

3 – La dissolution

La dissolution, qui correspond à la perte d'ions dans la solution aqueuse, n'agit que sur les minéraux les plus fragiles pour les roches silicatées, tels les biotites, les micas et les feldspaths qui sont séricitisés (Biro, 1954). Les olivines peuvent également être dissoutes, notamment en présence de CO₂ (Muxart et Biro, 1977). Pour les verres basaltiques, la dissolution du ciment provoque l'entraînement mécanique des sphères incluses dans celui-ci (Muxart et Biro, 1977). Sous certaines conditions, par exemple lors des alternances d'humectation/dessiccation ou par ascension capillaire lors d'une période de dessiccation prolongée, les éléments dissous pourront précipiter, formant des croûtes ferrugineuses comme nous l'avons remarqué sur certains basaltes de la côte sous le vent.

4 – Les cortex d'altération

L'altération de la roche peut conduire à la création d'un cortex d'altération (*weathering rind*) qui témoigne des réactions chimiques superficielles à l'interface entre la roche et l'atmosphère. Il peut s'agir d'une météorisation par hydrolyse, lessivage, oxydation ou actions biochimiques de micro-organismes (Kieffer, 1968 ; Etienne, 2001 ; Sak *et al.*, 2004). Cette patine n'est pas toujours visible à l'œil nu, notamment sur les roches basaltiques vacuolaires, en raison de l'âge récent de la plupart des coulées d'Hawaï (Farr et Adams, 1984). Elle est, par contre, très nettement observable sur les basaltes massifs qui constituent le cœur des coulées 'a'ā. Les cortex d'altération ne semblent pas inhiber ni favoriser l'excavation de microformes, des mares de corrosion se formant, par exemple, sur des blocs éboulés de coulées 'a'ā dont la surface possède uniformément une telle patine.

b) Les processus mécaniques de la météorisation

Les variations des conditions d'humectation et de température provoquent la désagrégation granulaire de la roche et son écaillage, en particulier dans l'étage supralittoral.

1 – L'hydroclastie et la thermoclastie

Lors de l'humectation d'une surface rocheuse, des molécules d'eau peuvent se fixer sur certains minéraux, comme la biotite, ou sur les argiles de néo-formation, provoquant leur gonflement. Ce mécanisme d'hydratation peut entraîner la désagrégation granulaire lors de la rétraction du minéral concomitante à sa dessiccation.

En raison du faible albédo des roches basaltiques, les variations de température sont également susceptibles d'intervenir dans le délitage des roches les plus massives par l'alternance de phases de dilatation et de rétraction.

2 – L'haloclastie

La cristallisation des sels contenus dans les vides intergranulaires engendre des contraintes mécaniques sur les parois, susceptibles de faire éclater la roche par désagrégation granulaire ou desquamation (photo 85). Plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine de l'haloclastie ou *Salzsprengung* (Goudie, 1985) :

- cristallisation des sels par évaporation ou diminution de la température de la solution ou de l'humidité relative de l'air ;
- changement dans le volume du cristal par hydratation résultant d'un changement de température et/ou d'humidité ;
- expansion thermique du cristal.

Les sels détectés lors de mesures par diffraction aux rayons X et au MEB (microscope électronique à balayage) sur des formes d'alvéolisation sont essentiellement l'halite (NaCl), le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et l'epsomite ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$; Bradley *et al.*, 1978 ; Gill *et al.*, 1981 ; Matsukura et Matsuoka, 1991, 1996 ; McBride et Picard, 2004).



Photo 85 : Ecailles de desquamation dans une mare supralittorale asséchée à Ka'ena Point (pointe occidentale d'O'ahu)

2. Les formes d'alvéolisation

La corrosion littorale façonne, dans l'étage supralittoral, des cavités grossièrement circulaires (taffonis et nids d'abeilles) ou des lapiés, surfaces guillochées faites de pitons et de dépressions, autant de microformes désignées par le terme d'alvéolisation.

a) Les taffonis et nids d'abeilles

1 – Distinction entre les taffonis et les nids d'abeilles

Les taffonis sont des formes alvéolaires sphériques ou elliptiques, de dimensions centimétriques à plurimétriques, que l'on trouve principalement sur les roches grenues. Ils sont néanmoins présents sur les roches volcaniques, de manière relativement fréquente à Hawaï. On les trouve sur le domaine côtier des latitudes équatoriales à polaires (Martini, 1978 ; Trenhaile, 1987). Il ne s'agit pas d'un modelé spécifiquement littoral puisque les taffonis peuvent se développer à l'intérieur des terres, surtout lorsque le climat est tropical aride. H. Wilhelmy (1958 *in* Trenhaile, 1987) distingue les taffonis de paroi (*sidewall tafonis*), sur les escarpements sub-verticaux, des taffonis basaux (*basal tafonis*), se développant à la base des falaises, sous les blocs ou les dalles d'exfoliation. Nous verrons qu'à Hawaï les deux types sont représentés.

Les nids d'abeilles (*honeycombs*) sont des microformes qui, comme leur nom l'indique, s'organisent en petites cavités de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres de diamètre et de profondeur (photos 86 et 87). Ils se développent surtout sur les surfaces sub-horizontales en domaine supralittoral inférieur, régulièrement aspergé d'embruns et de paquets de mer lors des tempêtes (Trenhaile, 1987). La distinction avec les taffonis de petite taille n'est pas évidente. De ce fait, certains auteurs n'utilisent que le terme de taffoni, alors que d'autres les différencient selon un critère de taille (Trenhaile, 1987). La forme des nids d'abeilles est souvent plus prononcée, avec des cloisons plus fines, surtout lorsque le substrat est résistant (Dalongeville, 1986). Les mailles sont aussi généralement plus régulières, ce qui dénote une influence structurale importante. Pour J.A. Bartrum (1936 *in* Trenhaile, 1987), les nids d'abeilles se formeraient pourtant dans des roches homogènes au contraire des taffonis. Pour I.P. Martini (1978), les nids d'abeilles se forment lorsque les conditions environnementales ne sont pas idéales (manque de sels ou humidité trop importante). Enfin, pour certains auteurs, les nids d'abeilles représenteraient le stade premier de la formation des taffonis avant leur coalescence (Twidale, 1982). Nous verrons qu'à Hawaï, cela peut parfois être le cas.

Les roches volcaniques semblent particulièrement favorables au développement de telles formes (figure 110). Dans les tufs volcaniques, les alvéoles peuvent avoir des dimensions métriques, comme cela a été observé au Japon (Matsukura et Matsuoka, 1996)



Photo 86 : Nids d'abeilles sur la falaise de Highcastle (sud de Puna)



Photo 87 : Nids d'abeilles et taffonis le long d'une fracture d'un tumulus à Noio Point (Kona Nord)

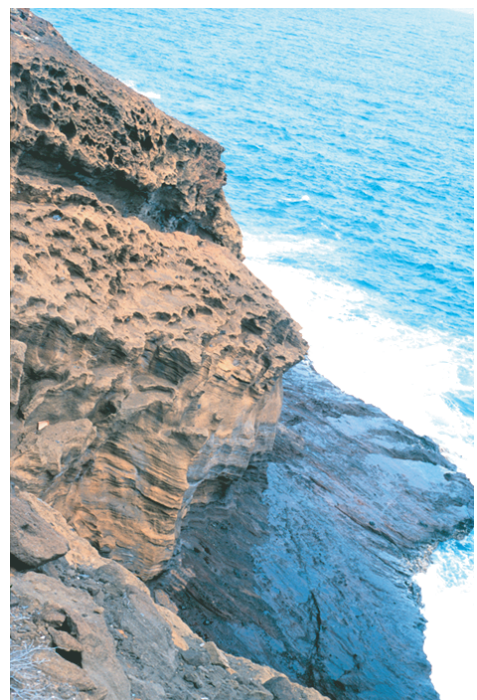


Photo 88 : Taffonis dans des tufs palagonitiques dont la forme dépend du pendage des couches à l'ouest de Kahauloa (O'ahu)

ou à Madère (Guilcher et Bodéré, 1975), tandis que, dans les roches éruptives (basaltes, dolérites, andésites, rhyolites), elles sont généralement décimétriques. Des taffonis pluridécimétriques ont également été observés dans des cinérites (cendres lithifiées) à Diamond Head (O'ahu).

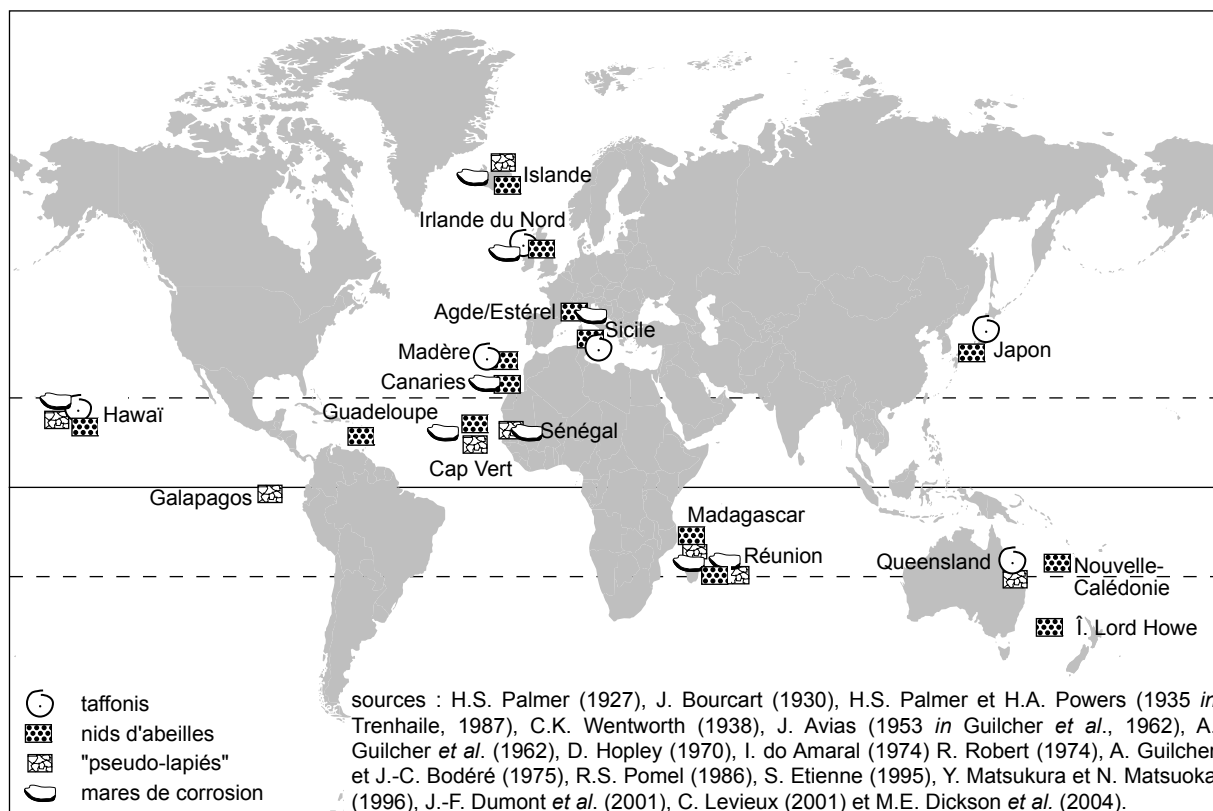


Figure 110 : Localisation des formes de corrosion sur les roches volcaniques dans le monde

2 – Les interrogations sur les processus à l'origine des formes caverneuses

L'origine génétique du taffoni, et par extension du lapié, a été très discutée. Il semble que le vent, par corrasion, ne soit pas l'agent principal comme on le pensait auparavant (Bartrum, 1936 et Rondeau, 1961 in Trenhaile, 1987 ; Evans, 1970), même s'il peut intervenir en favorisant l'évaporation (Rodriguez-Navarro *et al.*, 1999). La désagrégation mécanique de la roche par hydratation (Dragovich, 1969 ; Mustoe, 1982), thermoclastie (Evans, 1970) ou haloclastie (Rondeau, 1961 in Trenhaile, 1987 ; Evans, 1970 ; Bradley *et al.*, 1978 ; Twidale, 1982 ; Goudie, 1985 ; Mottershead, 1994 ; Matsukura et Tanaka, 2000) et les processus chimiques (Bartrum, 1936 in Trenhaile, 1987 ; Dragovich, 1969 ; Martini, 1978 ; Campbell, 1999 ; McBride et Picard, 2000), voire la bio-corrosion (Trenhaile, 1987), sont en fait dominants. Dans certaines régions froides, l'action du gel pourrait également intervenir (Martini, 1978 ; Trenhaile, 1987). Il est souvent difficile d'identifier et d'isoler un seul mécanisme à l'origine du développement de ces formes.

Les mêmes interrogations subsistent pour les nids d'abeilles. Certains y voient un modelé en partie dû à la corrasion (Bartrum, 1936 *in* Trenhaile, 1987), d'autres une forme où les processus chimiques (Gill *et al.*, 1981 ; Young, 1987 ; Etienne, 1995) ou biologiques (Dalongeville, 1986) interviennent. Si ces derniers peuvent participer à la genèse des nids d'abeilles, il semble plus probable que la désagrégation mécanique de la roche soit, là encore, primordiale (Bartrum, 1936 *in* Trenhaile, 1987 ; Fairbridge, 1968 ; Guilcher et Bodéré, 1975 ; Mustoe, 1982 ; Trenhaile, 1987 ; Rodriguez-Navarro *et al.*, 1999 ; McBride et Picard, 2004).

Qu'il s'agisse de taffonis ou de nids d'abeilles, la structure de la roche semble jouer un rôle majeur (*cf.* Chapitre III). L'encorbellement des taffonis et les parois des nids d'abeilles correspondent souvent à des secteurs indurés par précipitation d'oxydes de fer ou de carbonates de calcium (Bourcart, 1930 ; Rondeau, 1961 *in* Twidale, 1982 ; Wilhelmy, 1964 et Mabbutt, 1977 *in* Trenhaile, 1987 ; Winkler, 1979 ; Twidale, 1982 ; Campbell, 1999). Cette induration n'est cependant pas toujours présente (Dragovich, 1969 ; Trenhaile, 1987). Lorsqu'aucun contrôle structural n'est décelable, la régularité des nids d'abeilles est alors plus difficile à expliquer.

Certains auteurs envisagent que les formes d'alvéolisation soient en partie des formes initiées lors de conditions climatiques différentes. Ainsi C.R. Twidale (1982) évoque la possibilité d'une crypto-altération sous une couche d'arènes pour certaines formes façonnées dans les granites. Sur l'île d'Hawaï, seuls les lapiés développés sur les blocs issus du démantèlement de l'ancien horizon d'altérites de la côte ouest du Kohala pourraient être partiellement hérités, même si, à la suite de H.T. Stearns et G.A. Macdonald (1946), nous penchons pour une altération postérieure à leur dénudation.

3 – Morphologie des taffonis et nids d'abeilles à Hawaï

Les taffonis et nids d'abeilles sont présents sur la partie supérieure des falaises hautes d'une dizaine de mètres ou plus (photo 86 et 88) et sur les blocs déplacés dans l'étage supralittoral par les tempêtes ou les tsunamis (*cf.* figure 111). Des nids d'abeilles, quelquefois décimétriques, se développent également sur les fractures de tumuli (photo 87), parfois sur des coulées de lave de quelques dizaines d'années. Le dépôt des embruns chargés en sels sur la roche s'effectue lorsque le vent rencontre un obstacle (falaise, gros blocs) ou lorsque la rugosité engendre des turbulences dans le flux (au-dessus d'un dépôt de tempête, à l'intérieur des fractures d'un tumulus). La présence de formes d'alvéolisation sur les blocs ou à l'intérieur des dômes fissurés et son absence sur la plate-forme supralittorale peut éventuellement s'expliquer par une roche différente, comme nous le montrerons dans le troisième chapitre.

Les alvéoles sont profonds de 0,5 à 15 cm, leur grande dimension étant centimétrique pour les nids d'abeilles et pouvant dépasser 30 cm pour les taffonis. Les nids d'abeilles sont



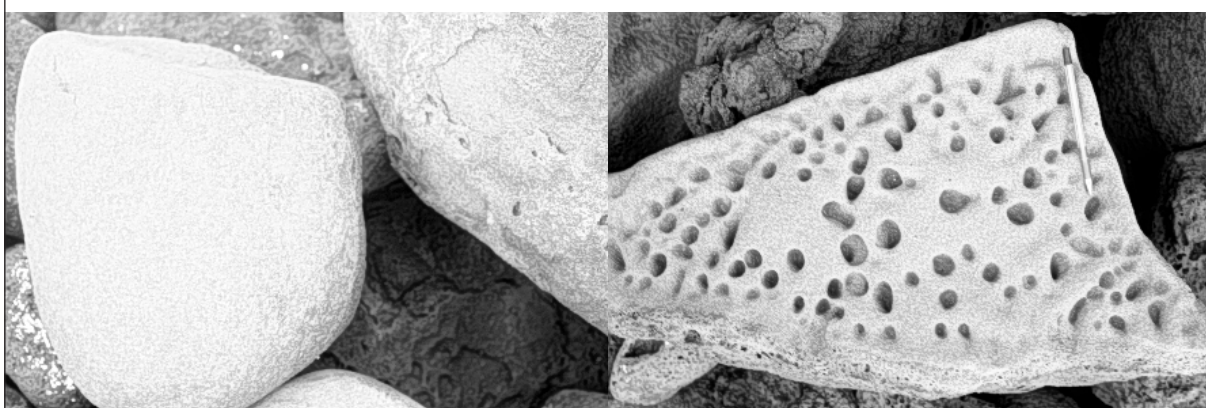
stade 1 : aucune corrosion, les cupules correspondent à des vacuoles.

stade 2 : quelques vacuoles retouchées par la corrosion littorale, coalescence de cupules.



stade 3 : approfondissement des cupules sur plusieurs centimètres, stade des nids d'abeilles.

stade 4 : cavités laissant des pinacles en saillie et formation des visors, stade des taffonis s.s.



stade 5 : l'unité supérieure a été détruite, surface lisse avec plaques de desquamation.

stade 6 : nouvelle phase de taffonisation à partir des dépressions de la surface lisse (similaire au stade 3).

Clichés pris à Noio Point (Kona Nord)

d'après G. Marie (2002c).

Figure 111 : Les six stades d'évolution d'une forme d'alvéolisation dans les roches volcaniques d'Hawaï

le plus souvent inorganisés dans les roches volcaniques, même s'ils sont parfois alignés, notamment à la faveur de veines mises en saillie et encadrant les cavités. Un quadrillage rectangulaire, résultant probablement du dégazage durant le refroidissement, a même été observé. Comme le fait remarquer D.N. Mottershead (1994), les formes alvéolaires représentent un stade intermédiaire avant la dénudation totale de la roche. Les dépressions s'approfondissent puis s'érodent latéralement jusqu'à se recouper. Il s'agit donc de formes de transition et non de formes d'équilibre.

4 – Les différents stades d'évolution des formes d'alvéolisation

L'examen des nombreux blocs de tempête taffonisés parsemant la plate-forme à Keāhole Point et Noio Point (Kona Nord) nous a permis de mettre en évidence six stades majeurs dans l'évolution des taffonis (Marie, 2002c, cf. figure 111). Dans un premier temps, la corrosion littorale n'est pas intervenue dans le façonnement de la surface rocheuse. Les cupules accidentant souvent la surface sont des vacuoles formées lors du refroidissement de la lave (stade 1). On assiste ensuite à un début d'écaillage au niveau des vacuoles qui permet parfois la coalescence de cupules ou leur évasement (stade 2). Une fois la pellicule superficielle, épaisse généralement de 1 à 1,5 cm, et résistante percée, les cupules s'approfondissent sur plusieurs centimètres, formant des nids d'abeilles (stade 3). Sur les basaltes non vacuolaires, ces cavités s'initient probablement sur la croûte superficielle à partir de secteurs plus sensibles à l'alvéolisation, de par la nature de la roche ou la morphologie de surface. Leur recouplement peut sculpter de grandes cavités, parfois pluridécimétriques : c'est le stade du taffoni s.s. (stade 4). Les alvéoles possèdent parfois un encorbellement, qui peut dépasser 5 cm, correspondant à l'unité résistante sus-jacente. Nous préciserons l'importance des différences texturales et lithologiques de la roche dans la genèse des formes d'alvéolisation dans le troisième chapitre. Dans certains cas, lorsqu'il existe une induration au cœur de la roche, la météorisation est stoppée dans sa progression, et la destruction des parois entre les taffonis mène à une surface lisse (stade 5). Des plaques de desquamation peuvent s'y développer, montrant que la corrosion littorale est toujours active, mais de façon insuffisante pour pouvoir excaver davantage la roche en cavités, compte-tenu de la résistance de la roche. Il arrive qu'une nouvelle phase d'alvéolisation se mette en place à partir de cette surface, créant une nouvelle génération de nids d'abeilles (stade 6).

Cette différenciation se retrouve sur la plupart des accumulations de blocs analysées, même si les deux derniers stades sont plus rares et que les taffonis du stade 4 ne sont pas toujours aussi bien formés que sur la photo de la figure 111. L'alvéolisation est, en outre, parfois pelliculaire lorsque l'unité indurée sous-jacente est superficielle, ne donnant des formes profondes de seulement 0,5 à 2 cm. Plusieurs stades proches peuvent également cohabiter sur le même bloc et des stades intermédiaires existent par ailleurs. Ainsi, à Honu'apo (Ka'ū), des cupules de corrosion accidentent, par exemple, la surface à l'intérieur

des nids d'abeilles. De plus, l'évolution des nids d'abeilles en taffonis n'est pas systématique, ces derniers pouvant se former sans passer par cette étape et les nids d'abeilles ne se transformant pas toujours en taffonis. Il est ainsi probable que l'évolution d'une surface rocheuse puisse ne pas dépasser le stade 2, celle-ci ne subissant que quelques retouches par la corrosion littorale.

Sur les falaises, l'évolution des formes caverneuses est moins nette. On y trouve des nids d'abeilles qui ont parfois un dispositif très régulier en damier. L'alvéolisation de la roche se marque également par de grands alvéoles, décimétriques à pluridécimétriques, qui ont tendance à se recouper, sans que le lien génétique entre les deux formes soit établi. Les parois entre les taffonis semblent parfois coïncider avec des cellules au sein de la roche, comme cela avait été observé par R.S. Pomel (1986) aux Canaries. L'alvéolisation engendre également souvent des surfaces lisses (stade 5) qui, de loin, semblent indiquer une roche sur laquelle la corrosion littorale n'a aucune prise. Les taffonis et les nids d'abeilles se développent le plus souvent sur les larges panneaux massif au centre des coulées, probablement pour une raison de lithologie ou de texture (*cf. infra*).

b) Les lapiés littoraux

Sur les surfaces horizontales, au sommet des falaises ou dans le domaine supralittoral des côtes basses, l'alvéolisation ne se traduit pas par le façonnement de taffonis ou de nids d'abeilles mais par des lapiés, formes irrégulières à arêtes et cannelures, que les géomorphologues allemands appellent *Karren* et *Schratten*.

1 – Les lapiés et les « pseudo-lapiés »

Le lapié est, à l'origine, un terme emprunté au vocabulaire karstique. Il a ensuite été élargi au domaine littoral et à d'autres roches que le calcaire (Guilcher, 1952, 1954 ; Twidale, 1982), même si l'on peut contester le terme de « lapié » pour les roches éruptives. On parle d'ailleurs parfois de « pseudo-lapiés » (*pseudokarren*) tant les formes, arrondies et lissées, divergent des surfaces coupantes des roches carbonatées. Ce terme est notamment utilisé pour décrire les cannelures (*fluting*) formées sur les roches granitiques, en domaine littoral ou non.

Ces formes « en gouttière » sont relativement rares sur l'île d'Hawaï car elles ne peuvent se développer que sur des basaltes massifs non surmontés d'altérites. Ce type de roche se trouve essentiellement sur la côte sous le vent (Kohala, Hualālai) où les précipitations sont rares, ce qui limite la formation de ces « pseudo-lapiés » dont le mode de genèse est proche de celui des mares de corrosion (*cf. infra*). H.S. Palmer (1927) décrit des cannelures, qu'il nomme « lapié » (en français dans le texte), larges de 5 à 15 cm et profondes de 2,5 à 25 cm, sculptées, en relation avec des vasques dans leur partie

supérieure, par ruissellement concentré et altération continue lors du suintement de l'eau sur les parois verticales de basaltes massifs d'O'ahu. Il met en relation ces formes de détail avec les grandes cannelures s'étendant sur environ 500 m le long des *palis* de la côte au vent d'O'ahu (« vertical valleys »), grands escarpements à plusieurs kilomètres du rivage. Il attribue ces méga-formes essentiellement à la dissolution, alors qu'elles sont plus probablement dues au ruissellement.

Nous avons préféré conserver le terme de lapié, à l'instar d'autres auteurs, pour les formes plus sinueuses et découpées observées sur les littoraux basaltiques d'Hawaï. De tels lapiés ont été décrits dans d'autres parties du globe, sur des basaltes, des dolérites, des tufs trachytiques ou palagonitiques (*cf.* figure 110).

2 – Les lapiés sur les littoraux d'Hawaï

Sur les basaltes de l'île d'Hawaï, les lapiés sont particulièrement bien formés dans l'étage supralittoral. La corrosion alvéolaire façonne des cavités arrondies de type taffoni qui, par recoupement, composent des sillons à tracé irrégulier, laissant en saillie des crêtes surmontées d'une croûte résistante qui forme parfois un encorbellement (photo 89). Les lapiés sont généralement profonds d'une dizaine de centimètres. L'enfoncement peut parfois être plus important et atteindre 40 à 50 cm, comme à Honu'apo et Punalu'u (Ka'ū), ainsi qu'au sud du ravin d'Honokoa (Kawaihae, *cf.* figure 115). Le lapié ne doit pas être confondu avec certaines surfaces taraudées par des oursins qui se trouvent parfois en domaine supralittoral à O'ahu, à Wāwāmalu par exemple, en raison de la baisse du niveau marin depuis l'Optimum Climatique Holocène.

Comme pour les formes cavernueuses, la lapiazation exploite la structure de la roche. La perforation de la croûte sur les laves cordées entraîne, par exemple, progressivement sa destruction et la mise en saillie de la base des cordes, qui composent un micro-lapié (figure 112a). Les diaclases sont souvent préférentiellement corrodées, donnant parfois des formes mamelonnées sur la plate-forme (figure 112b). Les prismes sont, à terme, mis en saillie, donnant des pitons dont le cœur est parfois plus déprimé (figures 112c et 112d). La carie des prismes peut entraîner leur déchaussement, comme cela a été remarqué à Ka'ena Point, Kalea ou Honu'apo (*cf.* photo 83). La lapiazation engendre progressivement l'abaissement de certaines plates-formes supralittorales (photo 90) et aboutit à une surface lisse, équivalente au stade 5 des taffonis (photo 91). Le cas des lapiés modelés dans les brèches volcaniques d'O'ahu n'a pas encore été abordé. Ils semblent se développer par corrosion différentielle dans le matériel hétérogène des tufs, comme cela avait déjà été proposé par C.K Wentworth (1944).

Le lien génétique entre les taffonis et les lapiés n'est pas toujours très net, mais ces derniers peuvent en être rapprochés tant la morphologie de détail est comparable. La distinction entre taffonis ou nids d'abeilles et lapiés n'est d'ailleurs pas toujours aisée. La



Photo 89 : Lapiés dans une coulée pahoehoe avec croûte formant un encorbellement à Punalu'u (Ka'ū)

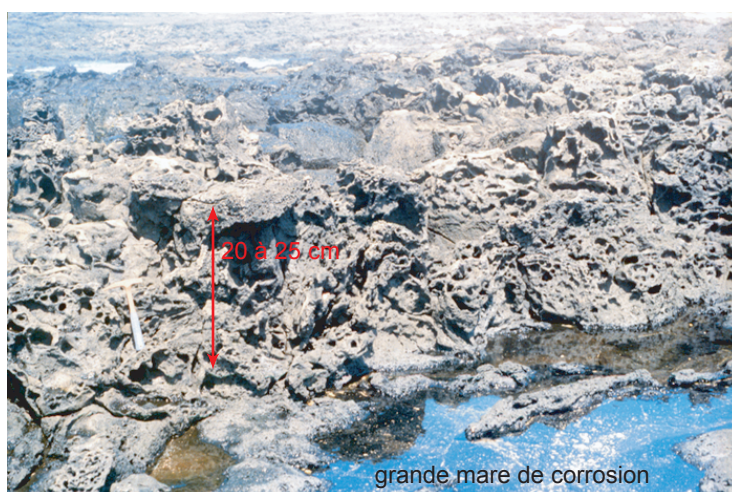
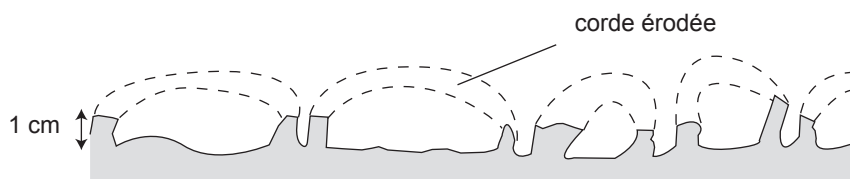


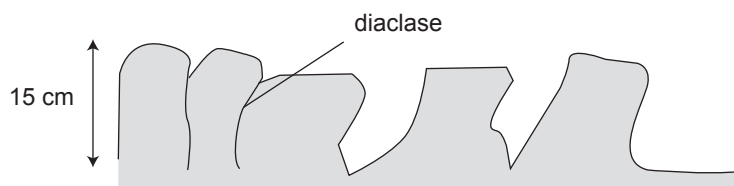
Photo 90 : Plate-forme supralittorale fortement lapiazée à Hali'i Pa'akai (Ka'ū)



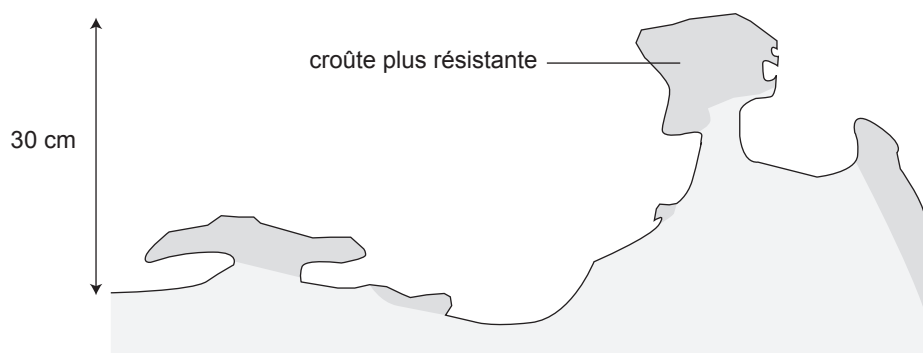
Photo 91 : Site de mesure MEM dans une surface lissée par la corrosion littorale à Punalu'u (Ka'ū)



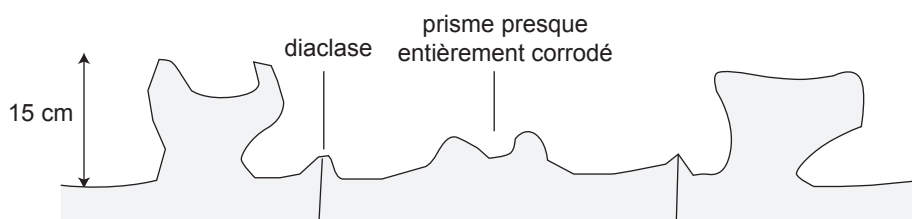
a. Micro-lapié formé par la destruction d'une lave cordée à Noio Point (Kona Nord)



b. Lapié formé de l'alignement de pitons rapprochés dans un basalte à olivine à Kauna'oa (golfe de Kawaihae)



c. Lapié formé de l'alignement de pitons isolés dans un basalte alcalin au sud du ravin d'Honokoa (Kawaihae)



d. Lapié formé dans des prismes d'une coulée pāhoehoe à Honu'apo (Ka'ū)

Figure 112 : Différents types de lapiés sur les roches basaltiques d'Hawaï

coalescence des nids d'abeilles peut, par exemple, donner lieu à des formes réticulaires qui rappellent le lapié. Les alvéoles développés dans les fractures d'un tumulus situé à 5 m de la falaise à Ka'ena Point sont ainsi en cours de transformation en lapiés de quelques centimètres de profondeur.

Les mécanismes à l'origine de la forme sont également semblables. La corrosion littorale se traduit dans les sillons par la présence de fines écailles que l'on peut attribuer à l'haloclastie. A Honu'apo, les lamelles sont, à titre d'exemple, particulièrement longues puisqu'elles atteignent 3 cm. Elles possèdent, par ailleurs, une forme dentelée, probablement en raison du découpage le long des vacuoles. La cristallisation de sels a néanmoins été rarement observée dans les lapiés, sauf lorsque des mares de corrosion s'y sont formées par surcreusement. A l'instar des taffonis, la surface s'effrite souvent quand on y passe la main, comme cela avait été noté dans les lapiés du Sénégal (Guilcher *et al.*, 1962). Cette désagrégation granulaire peut être imputable à la *Salzsprengung* ou éventuellement à des processus chimiques. Aucun signe n'indique l'intervention de l'abrasion dans la genèse de ces formes, ce qui les différencie des lapiés basaltiques irlandais (Etienne, 1995).

3. Les mares de corrosion

a) Les mares à Hawaï et ailleurs

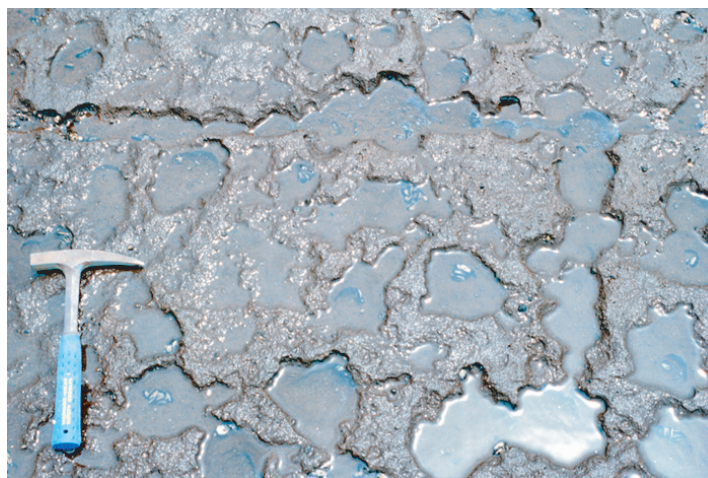
Les mares de corrosion sont des dépressions généralement à fond plat se formant en position haute, souvent dans le secteur lapiazé, qui ont d'abord été étudiées sur les roches calcaires (mares de dissolution ou *solution basins* de Emery, 1946 ; Guilcher, 1952, 1953). La cavité se caractérise souvent par un surcreusement, la corrosion s'opérant préférentiellement sur la bordure de la mare. Le rongement des parois se marque par des vermiculations ou des micro-alvéoles (Guilcher, 1952 ; Dalongeville, 1986) : c'est le *water-layer weathering* (Hills, 1949), autrefois nommé *water-level weathering* (Wentworth, 1938), et traduit en français par la « désagrégation au niveau des mares » (Guilcher, 1954).

Sur les roches volcaniques, de grandes mares plurimétriques ont été décrites dans les tufs et des mares plus petites, de dimensions décimétriques, à la fois dans les brèches volcaniques et les basaltes (Wentworth, 1944 ; Guilcher et Bodéré, 1975 ; Etienne, 1995 ; cf. figure 110). A Hawaï, les mares de corrosion examinées avaient pour la plupart une forme ovoïde, avec une grande dimension de 5 à 20 cm, certaines atteignant 50 cm ou à peine quelques centimètres de long (photo 92). La profondeur des cavités est de l'ordre de quelques centimètres, parfois près de 10, et leur forme évasée (figure 113). La relation entre la profondeur de la forme et son diamètre est peu marquée (figure 114).

*Photo 92 : Mares de corrosion à Ho'okena
(Kona Sud)*



*Photo 93 : Mare de corrosion sur une échine 'a'a de la coulée de Heiheiiahulu émise en
1750 (sud de Puna)*



*Photo 94 : Mares de corrosion polylobées et alignées le long d'une diaclyse à Koko Kai
Park (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)*

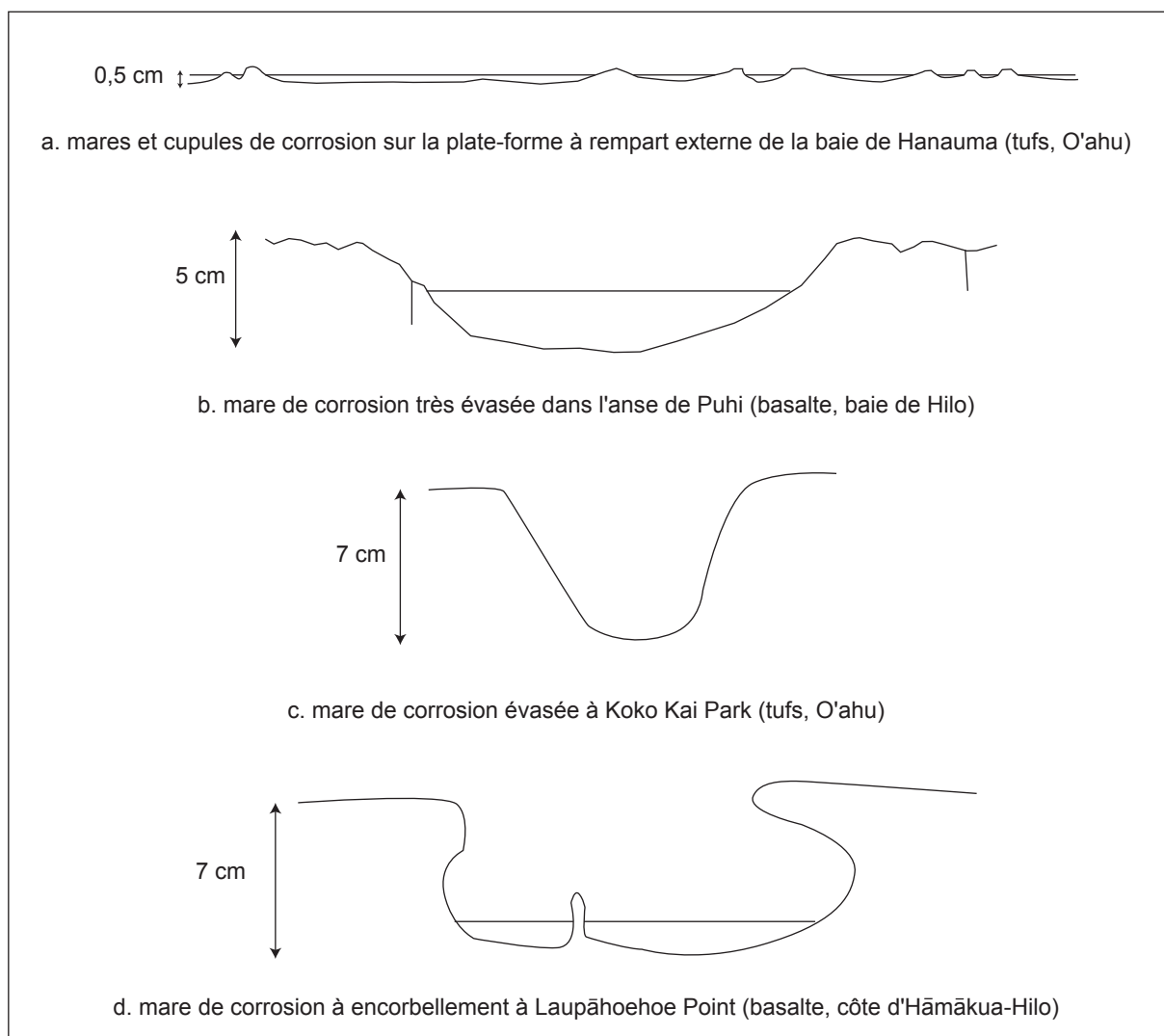


Figure 113 : Différents types de mares de corrosion à Hawaï

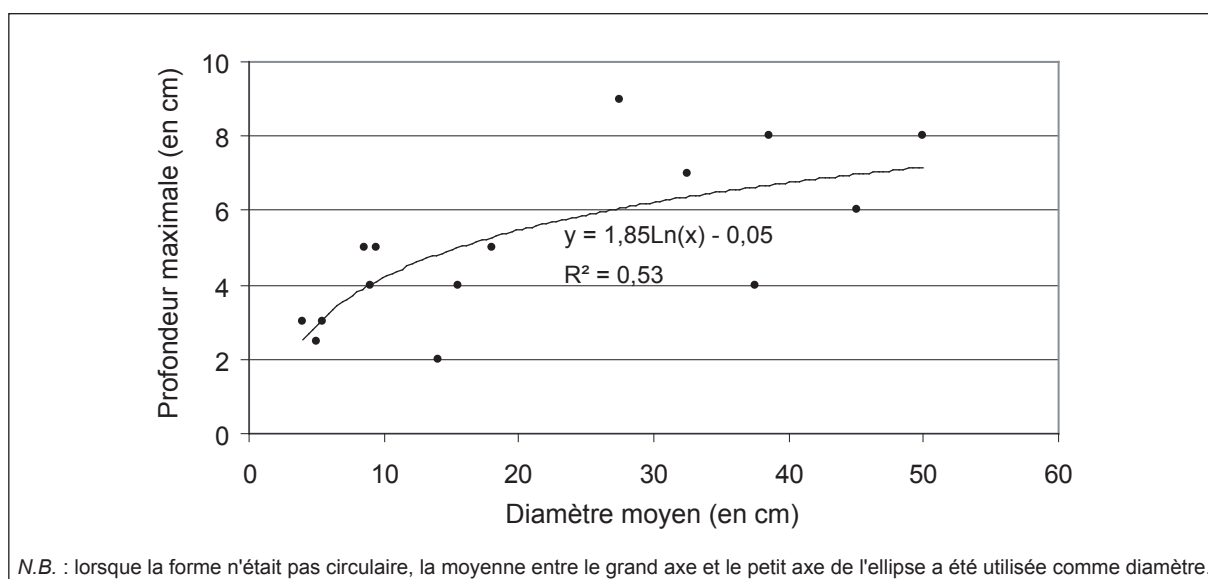


Figure 114 : Rapport entre la profondeur et le diamètre moyen des mares de corrosion sur le site de Ke'e (Kona Sud)

Même si elles sont plus courantes sur les coulées pāhoehoe, les mares de corrosion peuvent se développer sur les coulées 'a'ā lorsqu'elles sont dégagées de leur couverture de gratons ou qu'il s'agit d'un bloc exposant le cœur massif de la coulée (photo 93). Il arrive que, dans ce cas, la mare ne fasse qu'agrandir les grandes vacuoles. Sur les tufs palagonitiques, la plupart des mares de corrosion avaient des dimensions identiques, la forme et la taille des cavités y étant plus diversifiées (*cf. infra*).

b) Le mode de genèse des mares de corrosion

Le surcreusement par corrosion littorale s'effectue à la faveur d'une dépression peu profonde sur la plate-forme supralittorale, souvent d'origine structurale (diaclyse, creux à la surface de la coulée, large vacuole...) ou en raison de l'alvéolisation (dans un lapié par exemple). Il faut généralement attendre que la croûte superficielle de la coulée soit détruite (*cf. Section B.1.a.*) pour que l'altération physico-chimique soit efficace. C'est la raison pour laquelle aucune mare de corrosion n'a été observée sur les coulées les plus récentes, les mares correspondant alors aux irrégularités de la surface et ne possédant parfois qu'une croûte saline (*cf. Chapitre II. Section B.1.2.*).

En raison de la position généralement supralittorale inférieure, voire intertidale supérieure, les mares de corrosion sont périodiquement ré-alimentées en eau de mer. L'eau projetée par les paquets de mer stagne dans la cavité et va permettre l'élargissement de la cavité, son approfondissement étant plus lent (*cf. figure 114*). L'encorbellement est rare sur les basaltes mais pas absent, contrairement à ce qui a été observé sur les basaltes des îles macaronésiennes et d'Islande (Guilcher et Bodéré, 1975). On y remarque d'ailleurs parfois des vermiculations ou de petits alvéoles, surtout dans les brèches volcaniques.

Ces remarques confirment la désagrégation latérale des mares proposée par C.K. Wentworth (1938), même si cet auteur n'explique pas les mécanismes exacts qui en sont à l'origine, parlant juste du rôle probable de l'haloclastie et de l'hydroclastie par les alternances de cycles d'humectation et de dessiccation. Les processus physico-chimiques sont, de fait, certainement plus actifs à l'interface entre la pellicule d'eau et l'air. En effet, comme cela a été étudié sur les littoraux calcaires, la frange humide liée aux battements de la nappe d'eau et à l'ascension capillaire, attire les micro-organismes bioérosifs et favorise les processus chimiques juste au-dessus du niveau moyen de l'eau stationnée dans la cavité (Wentworth, 1938 ; Dalongeville, 1986).

La présence relativement fréquente d'une croûte salée sur le fond de la mare ou son pourtour, surmontant parfois une nappe d'eau sur-salée, suggère également un rôle actif de la *Salzsprenzung*, particulièrement sur les mares les plus éloignées du rivage (*cf. photo 114*). Ces mares plus évasées se créent probablement par désagrégation granulaire et desquamation lors des périodes de dessiccation (haloclastie, hydroclastie), bien qu'on ne

puisse exclure l'intervention de processus chimiques. Au contraire, les mares situées dans l'étage médiolittoral sont presque toujours humectées, la cristallisation des sels y étant limitée. Dans ce cas, on peut envisager une intervention des organismes vivants, micro-organismes, mollusques ou crustacés (littorines, patelles, isopodes...), qui occupent souvent ces cavités, notamment dans les tufs.

Si les processus exacts modelant les mares de corrosion sont encore obscurs, il apparaît clairement que les réactions chimiques, et sans doute les agents biologiques, participent plus activement à leur façonnement que pour les formes alvéolaires. S. Etienne (1995) émet, par exemple, l'hypothèse de l'hydrolyse préférentielle des zéolites pour la formation des cupules de corrosion sur des roches basaltiques ou de l'action de mollusques gastropodes, relayée peut-être par l'haloclastie. R.S. Pomel (1986) parle lui de processus centrifuges d'écaillage affectant la zone optimum d'humectation, où il y a stagnation de l'eau, et qui entraînent l'aplanissement de la surface et l'érosion latérale, créant ce qu'il appelle des « vasques ». Il oppose ce mécanisme aux processus centripètes d'alvéolisation qui réduisent progressivement la surface volcanique en ne laissant en saillie qu'un piton, lorsqu'il y a équilibre entre les temps d'humectation et de dessiccation.

A terme, les mares peuvent se recouper et avoir une forme plus sinueuse. Ainsi à Koko Kai Park (O'ahu), un chapelet de mares en cours de coalescence a été observé, la forme évoluant ensuite en écharpe (photo 94). La modification des conditions hydrodynamiques (coalescence, soutirage de l'eau par des diaclases...) peut entraîner la « dégénérescence » des mares en stoppant leur activité, comme cela a été constaté sur les littoraux calcaires (Dalongeville, 1986).

c) La diversité des mares de corrosion sur les tufs palagonitiques

Malgré, le nombre réduit de plates-formes en tufs volcaniques visitées à O'ahu, nous avons pu y observer des formes plus différenciées que sur les basaltes.

Des cupules, petits surcreusements en forme de demi-sphère, façonnées par corrosion, sont courantes sur les brèches volcaniques. Leur diamètre varie entre 1 et 5 cm, leur profondeur de 0,5 à 1 cm en général. Ils constituent la forme élémentaire de corrosion sur une surface horizontale relativement bien humectée (photo 95 et figure 113a). Des trous du même type, de 2 à 3 cm de diamètre, ont également été signalés en Islande (Guilcher et Bodéré, 1975). Sur les plates-formes basaltiques d'Hawaï, des cupules de corrosion peuvent également se former, mais il s'agit le plus souvent de simples vacuoles ayant éventuellement subi un surcreusement par corrosion.

La coalescence de cupules ou de petites mares de corrosion peut engendrer des vermiculations sur la plate-forme (photo 96). Ces formes, larges d'un à quelques

Photo 95 : Cupules de corrosion et nids d'abeilles sur la plate-forme à rempart externe de la baie d'Hanauma (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)



Photo 96 : Vermiculations avec croûte résistante sur une plate-forme près de Kahauloa (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)

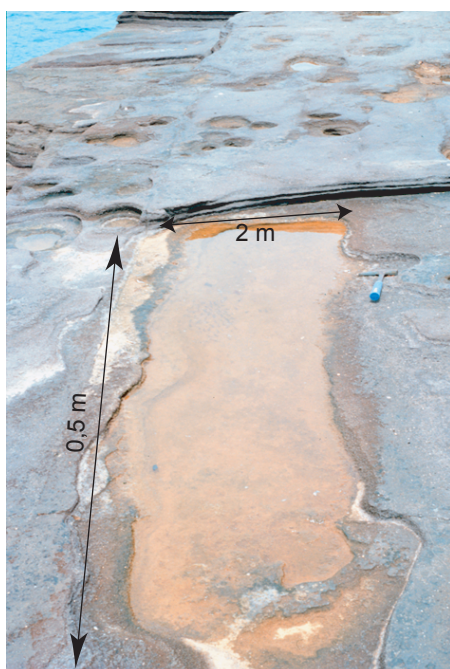


Photo 97 : Grande mare de corrosion à Koko Kai Park (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)

centimètres, serpentent sur la plate-forme sur quelques dm². Elles permettent l'abaissement de la surface et on les trouve souvent en bordure des grandes mares de corrosion. Il est d'ailleurs possible que les vermiculations représentent le stade initial d'une mare de corrosion qui s'élargit par *water-layer weathering*, des figures du même style se développant parfois en bordure de ces cavités (*cf. supra*).

Le recouplement de mares de corrosion ou le pendage des couches au sein des cônes de tufs entraîne la formation de grandes mares peu profondes et à fond plat, longues d'un à plusieurs mètres (photo 97), déjà signalées par C.K. Wentworth (1944). Certaines suivent également le tracé des diaclases. Ces flaques allongées possèdent en permanence une nappe d'eau et parfois un exutoire vers la mer. Leur fond peut être tapissé de coraux et, si leur genèse s'explique en grande partie par la corrosion littorale, il n'est pas certain qu'elles soient toujours actives.

d) Les vasques littorales

Ces grandes mares à fond plat, séparées par de fines crêtes continues, acérées ou arrondies, ont d'abord été décrites dans l'étage médiolittoral des mers chaudes des littoraux calcaires (Wentworth, 1939 ; Guilcher, 1953), puis gréseux (Battistini, 1957). Organisées en réseau, elles donnent des plates-formes à vasques (*terraced platform*). Le terme de « vasque » peut prêter à confusion puisqu'il est également utilisé en domaine continental pour les cavités d'altération à fond plat dans les roches cristallines (Godard, 1977 ; Twidale, 1982 ; Lageat *et al.*, 1994), appelées également *gnammas*, *rock-bassins* ou *weather-pits*. C'est la raison pour laquelle nous avons préféré l'appellation « vasque littorale ».

Sur les côtes volcaniques, des plates-formes à vasques littorales à déversement interne en raison d'une contre-pente ont été décrites (Wentworth, 1938 ; Guilcher *et al.*, 1962). Les vasques que nous avons observées dans les tufs volcaniques d'O'ahu semblent en grande partie d'origine structurale, s'expliquant par le pendage vers le haut des couches (photo 98). Les parois internes entre ces « pseudo-vasques » sont d'ailleurs peu marquées. La corrosion par désagrégation au niveau des mares entraîne l'élargissement de la forme mais n'est, selon nous, pas à l'origine de leur étagement comme d'autres auteurs ont pu le laisser penser (Wentworth, 1938).

Sur certains plates-formes supralittorales taillées dans des basaltes vacuolaires, de grandes mares planes en permanence remplies d'eau et limitées par des remparts sont morphologiquement proches de ces vasques (Ho'okena, Makapu'u Beach Park...). Leur origine est pourtant différente puisqu'elles sont, selon nous, en grande partie structurale. La planitude résulte sans doute de l'abrasion lors de tempêtes. Les portions plus résistantes correspondent peut-être à des limites de cellules de refroidissement (*cf. infra*).



Photo 98 : Plate-forme à "pseudo-vasques" au pied de Koko Crater (O'ahu)



recoupement de logettes

Photo 99 : Logettes d'oursins larges de 4 à 8 cm en baie de Holualoa (Kona Nord)

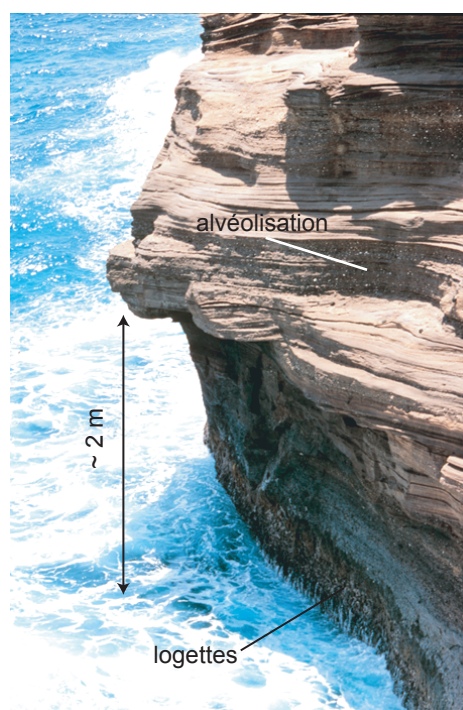


Photo 100 : Encoche basale de bioérosion dans les tufs palagonitiques de Koko Head à Kahauloa (O'ahu)

4. Les formes d'origine biologique

Certains organismes vivants parviennent à forer les roches volcaniques sur les littoraux hawaïens, malgré la résistance du basalte. Le choix de leur rangement parmi les processus de corrosion littorale peut être discutable, mais nous suivons en cela la définition adoptée par d'autres auteurs (*cf. supra*). Nous avons vu que la désagrégation granulaire de la roche pouvait également être mécanique. Les processus bio-chimiques sont également efficaces sur les roches volcaniques dans certaines circonstances, même dans des milieux extrêmes, comme l'ont montré, par exemple, les travaux de S. Etienne (2001) en Islande.

a) Les logettes d'oursins

Il s'agit des formes de biodestruction les plus communes sur les littoraux volcaniques hawaïens. Les oursins de la famille des Echinometridae sont les plus courants sur les côtes volcaniques et coralliennes d'Hawaï. La plupart des espèces de cette famille sont des oursins perforateurs, notamment *Echinometra oblonga*, forant surtout les tufs et les calcaires, *Echinostrephus aciculatus*, présent sur les substrats les plus résistants, et surtout *Echinometra mathaei*, appelé « 'ina kea » à Hawaï où cette espèce, la plus commune, peut atteindre un diamètre de plus de 6 cm, épines comprises (Hoover, 1998).

Ces échinodermes s'installent préférentiellement dans les anfractuosités de la roche, le long des fissures près d'Hālonā (O'ahu) et dans les chenaux de la banquette de Kanakalōloa (sud de Puna) ou bien sur le pourtour des cellules de refroidissement dans le basalte d'Alāla Point (O'ahu) par exemple. Ils forent à l'aide de leurs épines ou de leur *lanterne d'Aristote* des cavités allongées et circulaires d'un diamètre de 1 à 9 cm, 5 cm en moyenne, dans les basaltes et jusqu'à 11 cm dans les tufs (photo 99). Au fur et à mesure de leur croissance, les oursins approfondissent la logette. Certaines espèces semblent même ne plus pouvoir sortir par l'orifice d'origine en raison de leur croissance, comme cela a été démontré dans les basaltes du Costa Rica (Fischer, 1981). Les logettes observées à Hawaï étaient longues de 5 à 30 cm, avec une forme linéaire ou arquée. Certaines logettes contiguës ont pu se recouper, formant une section oblongue, comme nous avons pu l'observer en baie de Hōlualoa (Kona Nord).

Les oursins s'installent dans l'étage infralittoral à médiolittoral inférieur à la base de la falaise, perforant la couche d'algues encroûtantes. Sur les falaises basaltiques, les colonies d'oursins sont moins fréquentes que sur les tufs palagonitiques et s'installent en général sur les basses falaises de quelques mètres de haut en position battue. On les trouve également sur la partie inférieure des plates-formes étagées en terrasses, en immersion quasi-continue, ou, parfois, dans les chenaux en permanence ennoyés sur les plates-formes supralittorales. Sur la banquette de Kanakalōloa, les oursins forent la roche uniquement dans les chenaux secondaires, l'écoulement étant probablement trop fort dans le chenal principal. Certains

gros blocs en domaine intertidal, voire supralittoral, sont également perforés par de nombreuses logettes d'oursins qui ne sont plus actives, aussi bien sur les plates-formes basaltiques que sur les plates-formes composées de brèches volcaniques. Il ne peut s'agir que de blocs provenant du domaine sous-marin ou de portions de falaise arrachées par une tempête ou un tsunami, les blocs actuellement au pied des falaises ne possédant pas de logettes.

La base des abrupts côtiers taillés dans des tufs palagonitiques est fortement taraudée par les oursins, épousant souvent la forme d'une encoche de bioérosion (photo 100). Ce processus est probablement le plus efficace dans le recul de ce type de falaise à O'ahu, les oursins étant présents en continu sur les côtes des cônes de Koko Head et Koko Crater. Des plates-formes situées quelques décimètres au-dessus du niveau moyen de la mer, probablement issues d'un ancien niveau plus élevé, sont même en cours d'abaissement par le taraudage des oursins sur la côte de Koko Head.

Certaines encoches du domaine intertidal pourraient être dues à la simple altération chimique, comme cela a été remarqué sur les tufs de la côte nord-est de l'île de Honshu, au Japon, par K.O. Emery et H. Foster (1956 *in* Guilcher *et al.*, 1962). Les auteurs émettent l'hypothèse d'une « dissolution et hydratation dessoudant les grains de la roche », sculptant parfois de véritables rochers champignons comme sur les roches grésocalcaires. Toutes les encoches intertidales observées à O'ahu nous ont toutefois semblé d'origine biologique.

b) Les autres perforations

D'autres organismes lithophages forent la roche pour s'y abriter ou s'y accrocher. La texture vacuolaire de certains basaltes tholéitiques évite souvent le percement de cette roche résistante. Nous avons, par exemple, observé à Puakō (golfe de Kawaihae) et sur le cône de tufs de Koko Head des mollusques bivalves ou lamellibranches s'incrétant dans la roche à la faveur de fissures. Ces perforations participent à la fragilisation de la roche et à l'éventuel délogement de blocs.

Les annélides et sipunculides creusent également des tunnels sur une profondeur de quelques centimètres, pour un diamètre de 1 à quelques millimètres sur tous les types de roche (Nesteroff et Melieres, 1967 ; Fischer, 1981 ; Spencer, 1988 ; Marie, 1999). Leur action est très efficace dans le domaine infralittoral, ce qui rend difficile les observations, particulièrement pour les espèces de la classe des Polychaeta. Un bloc prélevé sur la côte d'ingression de Kapoho, dans les *fishponds* (mares à poissons), a révélé, une fois scié, que le basalte pouvait être totalement taraudé par des galeries d'annélides dans lesquelles s'étaient logés des bivalves de petite taille, à l'instar des roches calcaires. La fragilisation de la roche favorise ensuite son abrasion ou son délogement.

D'autres organismes perforants (*borers*) comme les éponges ou certains crustacés ont également une action morphogénique sur les littoraux rocheux. Si les premières agissent essentiellement sur les littoraux calcaires (Neumann, 1966 ; Spencer, 1988), les crevettes de la famille Alpheidae sont capable de tarauder la roche basaltique avec leurs pinces en expulsant les minéraux les plus fragiles (Fischer et Meyer, 1985). Ainsi, *Alpheus saxidomus* et l'oursin *Diadema mexicana* avec lequel elle vit en symbiose, sont responsables de l'essentiel de la bioérosion, estimée à une pellicule de 5 cm érodée tous les 50 ans dans les basaltes du Costa Rica (Fischer, 1981).

c) Les microformes des organismes brouteurs

Certains oursins et mollusques gastropodes (littorines, murex, troques...) râpent le substrat rocheux pour se nourrir de micro-algues. Cela se marque généralement sur les roches résistantes comme le basalte par une surface polie (Fischer, 1981), mais des stries peuvent également se façonner (Neumann, 1966 ; Hodgkin, 1970 ; Torunski, 1979). Aucune de ces formes, très localisées, n'a été observée à Hawaï. Au Costa-Rica, ces organismes brouteurs (*grazers*) provoquent l'abrasion de la surface rocheuse sur 0,1 à 0,3 mm par décennie dans l'étage médiolittoral supérieur (Fischer, 1981).

Les gastropodes se concentrent généralement dans des cavités qu'ils approfondissent par broutage. Nous avons ainsi observé à plusieurs reprises des cavités, simples cupules, de corrosion ou structurales, ou mares de corrosion, colonisées par des littorines, qui ont pu approfondir la forme, comme cela a été observé sur d'autres côtes (Dalongeville, 1986 ; Kelletat, 1988 ; Etienne, 1995).

Les chitons, patelles et autres patelliformes creusent également un sillon circulaire caractéristique au niveau de leur foyer ou *spot*. Ces anneaux profonds de quelques millimètres se formeraient par râpage privilégié ou éventuellement action chimique (Torunski, 1979). Ils ont surtout été remarqués sur des roches peu résistantes, mais des observations ont été faites sur des basaltes en Irlande du Nord (Etienne, 1995) et au Sénégal (Allouc *et al.*, 1996). Nous avons également pu observer des foyers profonds de 2 mm au maximum pour 1 à 1,5 cm de diamètre en domaine médiolittoral supérieur sur un basalte massif à Wa'awa'a Point (golfe de Kawaihae). Les patelles, communes surtout sur le littoral méridional de l'île d'Hawaï, ne semblent pas avoir excavé la roche sur les autres sites.

Certains poissons tropicaux font également partie des organismes brouteurs, notamment les poissons-perroquets de la famille des Scaridae dont les dents sont fusionnées en « bec ». (Spencer, 1988). Leur action se réalise généralement sur les récifs coralliens, mais nous avons observé en baie de Keauhou (Kona) un poisson perroquet attaquer à trois reprises le platier rocheux basaltique recouvert d'algues encroûtantes en le percutant, avant de la casser et d'emporter le fragment rocheux brisé.

d) Les microformes de bio-corrosion et de bio-destruction

La dissolution de la roche et sa désagrégation granulaire par pénétration des micro-organismes, micro-algues, champignons, lichens ou bactéries, sont particulièrement actives sur les côtes calcaires. La bio-corrosion et bio-destruction de la micro-flore littorale ont également été mises en évidence sur les roches volcaniques en domaine littoral (Etienne, 1995 ; Allouc *et al.*, 1996), en domaine subaérien (Jackson et Keller, 1970 ; Wasklewick, 1994 ; Etienne, 2001) ou de manière expérimentale (Hisinger *et al.*, 2001). Les Cyanophycées, algues microscopiques responsables de l'essentiel de la bio-corrosion (Hodgkin, 1970 ; Torunski, 1979 ; Spencer, 1988), pourraient ainsi intervenir dans le taraudage de certaines roches sur les plates-formes supralittorales ou intertidales, comme celui signalé plus haut à Kapoho. Des Cyanophycées ont, en effet, été signalées dans les grandes mares polygéniques (Maragos, 1998). Ces micro-organismes s'installent le long des plans de micro-fracturation, les thalles s'enfonçant ensuite dans la roche par des réactions chimiques complexes et certainement grâce à des sécrétions acides (Le Campion-Alsumard, 1979).

B. Les formes d'érosion mécanique

Les roches basaltiques sont généralement classées parmi les roches les plus résistantes aux chocs, à l'écrasement ou encore aux contraintes de cisaillement. Si la texture vitreuse des roches basaltiques est effectivement résistante, leur porosité, souvent importante dans les basaltes tholéitiques vacuolaires, réduit considérablement leur dureté. Le diaclasage facilite également la mobilisation de la roche. Les tufs palagonitiques sont généralement plus compacts et leur forte perméabilité les rend très sensibles aux actions physico-chimiques, donnant peu de prise à l'action mécanique des vagues sur la plate-forme ou la falaise. Nous ne traiterons pas ici des formes issues de la désagrégation mécanique de la roche par haloclastie ou hydroclastie, mécanismes qui participent de la corrosion littorale.

1. Les formes de délogement

L'excavation de blocs (*quarrying*) à la base de la falaise ou à son sommet a déjà été signalée lors de la genèse de grottes marines, de trous souffleurs ou de plates-formes en gradins (*cf.* Deuxième Partie. Chapitre II. Sections B.1.a., B.2.d. et C.1.). Le dépavage peut

également engendrer des formes de détail, à différentes échelles, sur la plate-forme intertidale ou supralittorale, si celle-ci est touchée par les paquets de mer lors des tempêtes.

a) Les retouches par desquamation

Quelques mois après son refroidissement, l'unité superficielle des coulées de lave pāhoehoe qui forme une croûte vitreuse de quelques millimètres d'épaisseur, commence à être détruite en fines écailles, longues d'un à quelques centimètres. Cet écaillage a même été observé sur la croûte métallique de coulées datant de quelques jours sur la banquette de Kupapa'u Est en 2001. Il arrive que le détachement engage également l'unité sous-jacente, limitée par une diaclase horizontale, dissociant des petits blocs de 0,5 à 3 cm d'épaisseur, parfois longs de 10 cm (photo 101). L'origine de la fragmentation peut être multiple et n'est pas spécifiquement littorale : détente lors du refroidissement de la lave, haloclastie dans les micro-fissures, éventuellement piétinement des promeneurs ou des animaux (Macdonald *et al.*, 1983).

La mobilisation des écailles n'est pas non plus toujours le fait des paquets de mer. Le vent, parfois violent sur les banquettes de lave du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha, est capable de transporter ces éléments, les piégeant dans des fissures, des dépressions ou en avant de tumuli. Ceci explique la dénudation de certaines bordures de falaises hautes d'une dizaine de mètres, comme sur le grand delta de lave de Kamoamo.

La croûte superficielle est détruite en plusieurs décennies à quelques siècles sur le sommet des falaises soumises à l'influence des embruns et de la brise marine, comme l'illustre la coulée de 1972 de Ka'ena Point où elle ne subsiste qu'en lambeaux. Le délogement de l'unité inférieure peut se réaliser dans le même temps, formant de petites dépressions sur la surface de la coulée. Il arrive que l'unité placée en-dessous, lorsqu'elle est épaisse de seulement quelques centimètres, soit également délogée.

b) Les mares de dépavage

Le dépavage est un processus fréquent sur les plates-formes sommitales lorsqu'elles sont suffisamment basses pour que les turbulences au sein de la nappe d'eau ou, éventuellement, que le choc de la lame déferlante puisse désolidariser le bloc décimétrique à pluridécimétrique. Les mares façonnées de la sorte se trouvent jusqu'à un ou deux mètres au-dessus du niveau moyen de la mer à Hawaï, sur la partie distale de la plate-forme, comme cela avait déjà été observé en Irlande du Nord (Carter, 1988). Au-dessus, le descellement des blocs ne s'effectue que par délogement latéral, formant des gradins et non des cavités.



Photo 101 : Ecaillage sur la coulée de 1990 du delta de Kaimu à proximité d'Hākuma Point, à 6 m de la falaise



Photo 102 : Mares de dépavage dans la baie de Keawaiki (golfe de Kawaihae)



Photo 103 : Rampe d'abrasion sur la coulée de 'Āpua datant de 1973

La présence et la taille des mares de dépavage dépendent largement de la structure de la roche (photo 102). La trame du diaclasage vertical doit être suffisamment resserrée et l'épaisseur du bloc délogé, correspondant à une unité lavique ou à un diaclasage horizontal en son sein, de l'ordre d'un à plusieurs décimètres. Nous n'en avons observé que sur des coulées de quelques centaines ou milliers d'années, mais, leur genèse étant instantanée, ces mares pourraient se former sur des coulées plus récentes, à la faveur de fortes houles. Pour cela, la surface de la coulée ne doit pas être trop élevée et avoir été préalablement débarrassée de sa croûte superficielle par écaillage.

L'élargissement d'une mare de dépavage par délogement de blocs à sa périphérie amène à de grandes dépressions de plus d'un mètre de diamètre, comme à Kahonua (Kapoho) ou à 'Opihikao. D'autres processus peuvent alors intervenir.

2. Les formes d'abrasion

L'action de la charge solide sur la roche volcanique reste, la plupart du temps, discrète sur le pourtour de l'île d'Hawaï, car elle se cantonne souvent au domaine infralittoral. Les traces de lissage par abrasion sont ainsi relativement rares, les rampes d'abrasion étant très localisées sur cette île (photo 103), moins sur celles d'O'ahu. Nous avons, par ailleurs, signalé dans la partie précédente la présence d'une plate-forme d'abrasion à Kalaehiamoe avec un cordon de galets adossé sur sa partie proximale. Il s'agit de l'unique plate-forme de ce type observée sur l'île d'Hawaï, le poli d'abrasion n'étant pas aussi marqué sur les autres plates-formes intertidales. Les stries et cupules de chocs sont également difficilement repérables sur les plates-formes, même si des rainures ont été observées, notamment en avant des blocs de tempête de la plate-forme de Kalea (*cf. supra*). En définitive, outre les encoches d'abrasion à la base de certaines falaises, souvent formées à la faveur de discontinuités structurales ou dans les roches mal consolidées des deltas de lave récemment inactifs (*cf. Deuxième Partie. Chapitre II. Section A.1.c.*), seuls deux types formes d'abrasion remarquables peuvent être signalés sur les littoraux volcaniques d'Hawaï, même si leur présence est relativement rare compte-tenu de l'enneigement continu du rivage.

a) Les marmites de géant et puits d'abrasion

Le piégeage d'un galet ou d'un bloc dans une dépression entraîne son approfondissement et, éventuellement, son surcreusement par évorsion. La forme ventrue résulte, en effet, de l'abrasion centrifuge du bloc, qui a probablement lieu uniquement durant les épisodes marins paroxysmaux. Toutefois, l'encorbellement n'existe pas systématiquement. Deux formes ont ainsi été différenciées : la marmite de géant s.s. à surcreusement caractéristique et la marmite cylindrique, sans échancrure (figures 115). Le

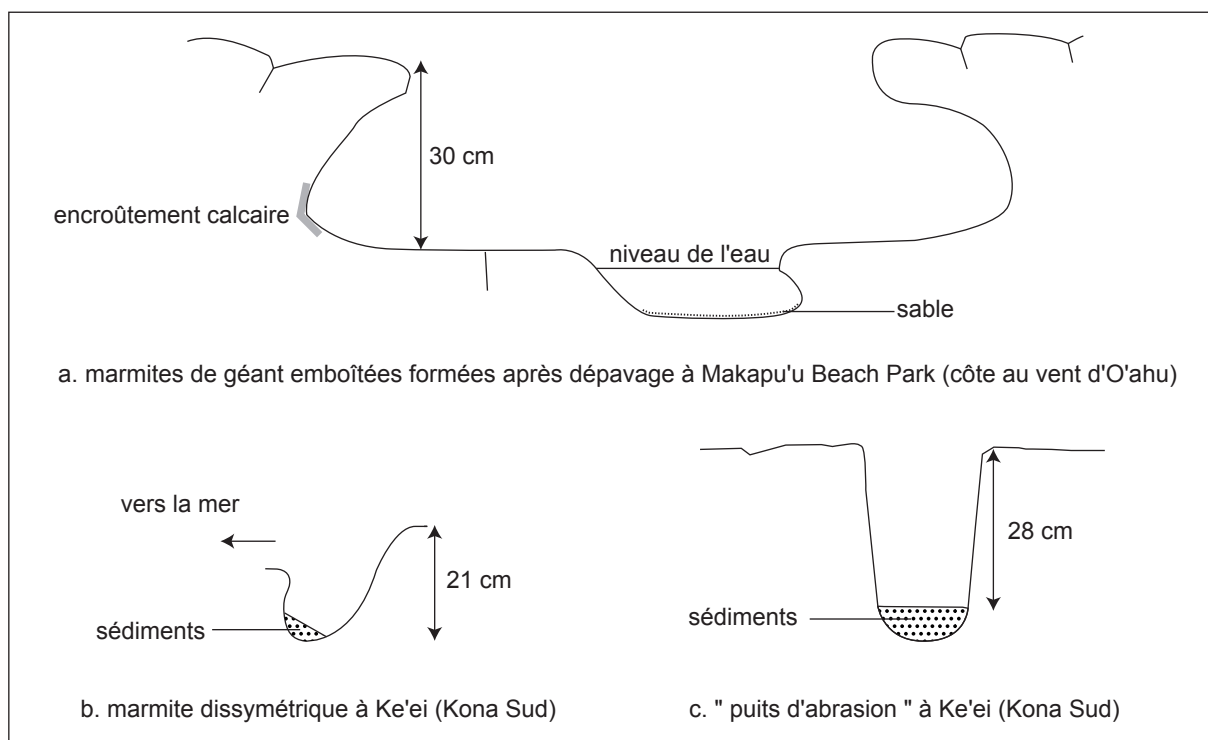


Figure 115 : Exemples de cavités d'abrasion

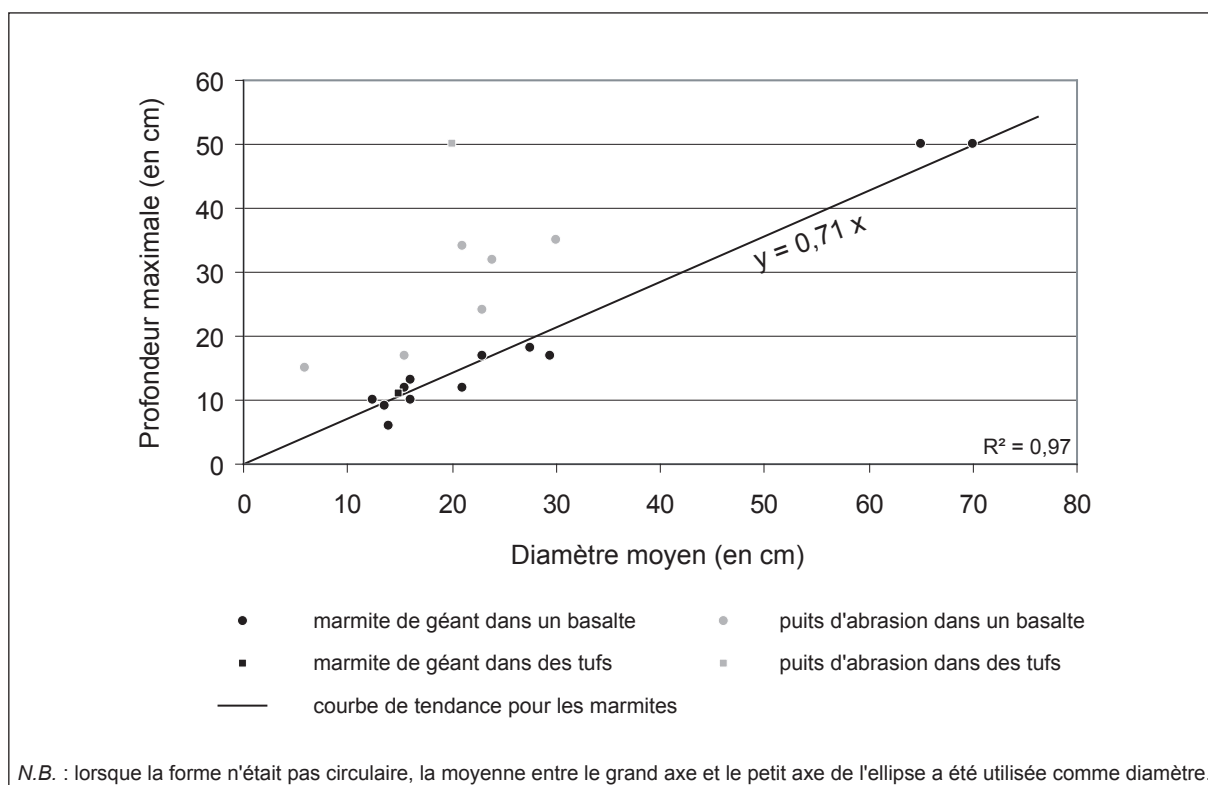


Figure 116 : Rapport entre la profondeur et le diamètre moyen des formes d'abrasion mesurées sur les îles d'Hawaï et d'O'ahu

terme de « puits d'abrasion » nous a paru le plus approprié dans le second cas, par analogie avec les puits d'origine karstique.

Des mesures ont été effectuées dans une partie des cavités d'abrasion observées à Hawaï, particulièrement sur le site de Ke'ei (Kona Sud), où elles sont nombreuses (cf. photo 107). La marmite est généralement moins profonde que large, dans un rapport variant entre 0,4 et 0,8 (0,7 en moyenne). Une forte corrélation semble même se dégager, mais le faible nombre d'individus ne permet pas de généraliser (figure 116). La profondeur est supérieure au diamètre, en moyenne avec un rapport de 1,6, lorsqu'il s'agit de puits d'abrasion. Les valeurs mesurées par A.T. Abbott et S.W. Pottratz (1969) lors de leur étude sur les cavités d'abrasion de l'île d'O'ahu sont comparables, avec 45 % des formes dans les basaltes possédant un diamètre inférieur à leur profondeur, 40 % le cas inverse et 15 % avec deux valeurs approximativement égales. Dans les tufs, le diamètre était supérieur dans pratiquement toutes les cavités. La profondeur peut atteindre 50 cm comme dans la baie d'Hōnaunau (basalte, Kona), celle d'Honu'apo (basalte, Ka'ū) ou à Kōkee Beach Park (tufs, O'ahu). Le creux n'est pas toujours tapissé de sédiments. Lorsqu'il s'agit d'un galet, sa nature est presque toujours basaltique sur les plates-formes de tufs (Abbott et Pottratz, 1969).

Ces dépressions se forment sur les secteurs relativement abrités des plates-formes, en position intertidale ou supralittorale, voire au débouché d'un trou souffleur, comme à Punahaha. En effet, les éléments piégés dans les dépressions sont rapidement évacués sur les côtes trop battues, comme cela avait pu être démontré, à une échelle plus fine, sur les rivages nord-irlandais (Etienne, 1995). Lorsque la position ne peut être atteinte que par les paquets de mer durant les tempêtes, leur mode de genèse pose question. Des cavités ressemblant à des marmites en début de formation ont pu nous renseigner. A Punahaha et 'Opihikao, des mares évasées de plusieurs décimètres de long, semblables aux mares de corrosion, ont été approfondies approximativement en leur centre (photo 104). Des petits galets de quelques centimètres de long remplissent ce surcreusement. A l'ouest de Kalea, les cavités qui pourraient correspondre à des ébauches de marmites ne sont, en revanche, pas évasées, mais s'apparentent plus à de petits puits d'abrasion, avec un caillou au fond (photo 105).

En conséquence, les cavités d'abrasion semblent pouvoir s'initier sur les plates-formes supralittorales par l'approfondissement progressif de dépressions d'origine structurale ou de mares de corrosion (figure 117), la seconde hypothèse ayant déjà été proposée par C.K. Wentworth (1944). Les galets ou les blocs non roulés, qui peuvent être mêlés à des sédiments plus fins, projetés par les paquets de mer, sont piégés dans les dépressions. A chaque nouveau déferlement, la cavité est ré-alimentée en eau et les tourbillons qui s'y créent entraînent le mouvement des éléments, qui peut être centrifuge. La forme s'abaisse ainsi progressivement par abrasion. En dehors des phases de tempête, la cavité n'est plus active et les galets, souvent accompagnés de sables grossiers, tapissent son fond. Il arrive

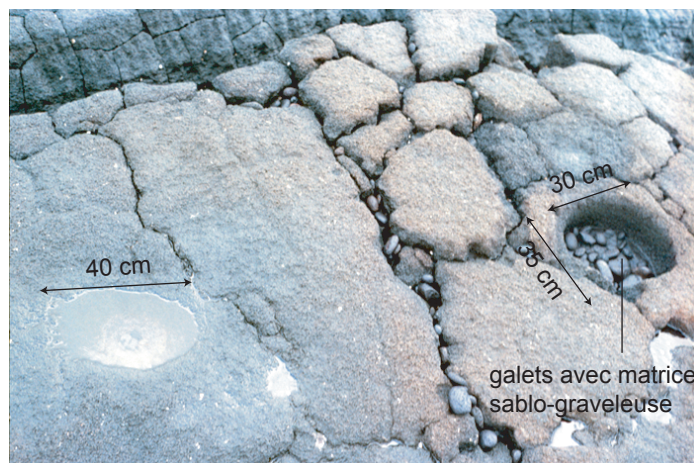


Photo 104 : Marmite de géant formée au débouché d'un trou souffleur et mare pouvant devenir une marmite à Punahaha (sud de Puna)



Photo 105 : Petits puits d'abrasion au niveau de jointures de diaclasses à l'ouest de Kalea (sud de Puna)

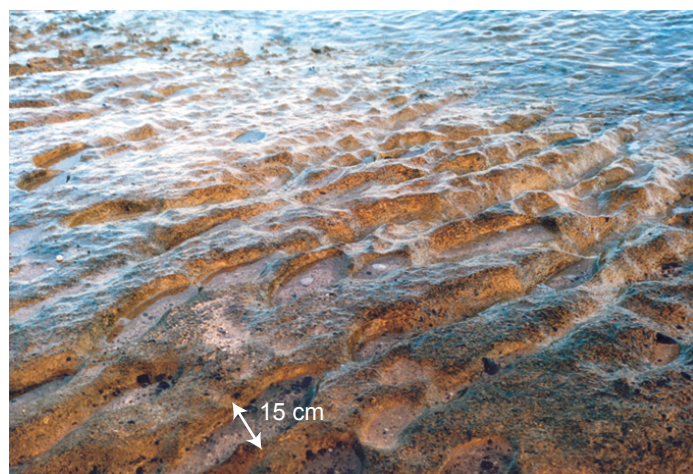


Photo 106 : Marmites se prolongeant en cannelures dans les tufs palagonitiques de Diamond Head (O'ahu)

que les sédiments ne remplissent pas la forme, le retrait de l'eau les ayant emportés. Lors d'une nouvelle tempête, la forme peut être réactivée. L'élévation du niveau de la mer finit par placer ces marmites et puits en position médiolittorale, l'abrasion étant alors plus fréquente, comme sur la plate-forme médiolittorale de Ke'ei. Sur cette même plate-forme en terrasses, la partie haute est parsemée de mares de corrosion, dont certaines possèdent un ou plusieurs galets déposés lors de tempêtes. Ces formes sont amenées à se transformer en cavités d'abrasion dans les centaines d'années à venir. A l'inverse, d'anciennes marmites d'évorsion formées lors du haut niveau marin durant l'Optimum climatique, se retrouvent en position supralittorale et sont aujourd'hui retouchées par la corrosion littorale sur les plates-formes en tufs de l'île d'Oahu.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer l'évolution différenciée des marmites et des puits d'abrasion (*cf.* figure 117). Lorsque le mouvement du bloc est limité par la largeur du creux, son approfondissement est plus rapide que son élargissement et la cavité prend la forme d'un puits. Il peut également s'agir d'un tourbillon à axe horizontal, provoquant l'oscillation du bloc qui approfondit la cavité par percussion. On peut également supposer que l'abrasion à l'origine du puits se réalise par des sédiments fins sablo-graveleux plutôt que par un ou plusieurs blocs, empêchant ainsi la création d'un surcreusement basal.

Il convient de noter que certaines de ces formes peuvent être, au moins en partie, d'origine anthropique. Traditionnellement, les Hawaïens faisaient sécher des aliments dans de telles cavités (*pukas*) et il arrive que des trous soient forés à l'heure actuelle sur le littoral pour y placer des cannes à pêche. Des cavités en forme de puits se créent également lorsque des coulées de lave actives entourent le tronc des arbres, essentiellement des cocotiers, carbonisant la matière organique, le creux étant ensuite évidé. De telles formes sont visibles sur les coulées les plus récentes, en domaine littoral ou à l'intérieur des terres.

La localisation des marmites et des puits est souvent indépendante de toute influence structurale (photo 104). Ainsi, lorsqu'ils se localisent sur une diaclase, ils prennent généralement une forme allongée d'écharpe. Certaines se trouvent même au centre de pavés limités par des joints (contre-exemple : photo 105). Il est donc rare qu'un bloc délogé, piégé dans la mare de dépavage par son attrition, soit à l'origine de la formation des marmites à Hawaï (*cf.* figure 115a), comme cela a pu être observé en Irlande du Nord ("pseudo-marmites" de S. Etienne, 1995). Par contre, le processus d'évorsion peut avoir lieu lors de la formation de grandes mares polygéniques initiée par dépavage (*cf. supra*).

La profondeur de ces formes dépend de la résistance de la roche, de la fissuration du matériel, de sa durée d'évolution et de la vigueur des processus d'abrasion, liée à la taille des éléments piégés et à la position par rapport au niveau de la mer (fréquence de la submersion). Selon A.T. Abbott et S.W. Pottratz (1969), les cavités d'abrasion sont néanmoins plus profondes dans les basaltes massifs que dans les roches diaclasées ou litées, où l'excavation latérale est plus rapide que l'excavation basale. Une seconde forme

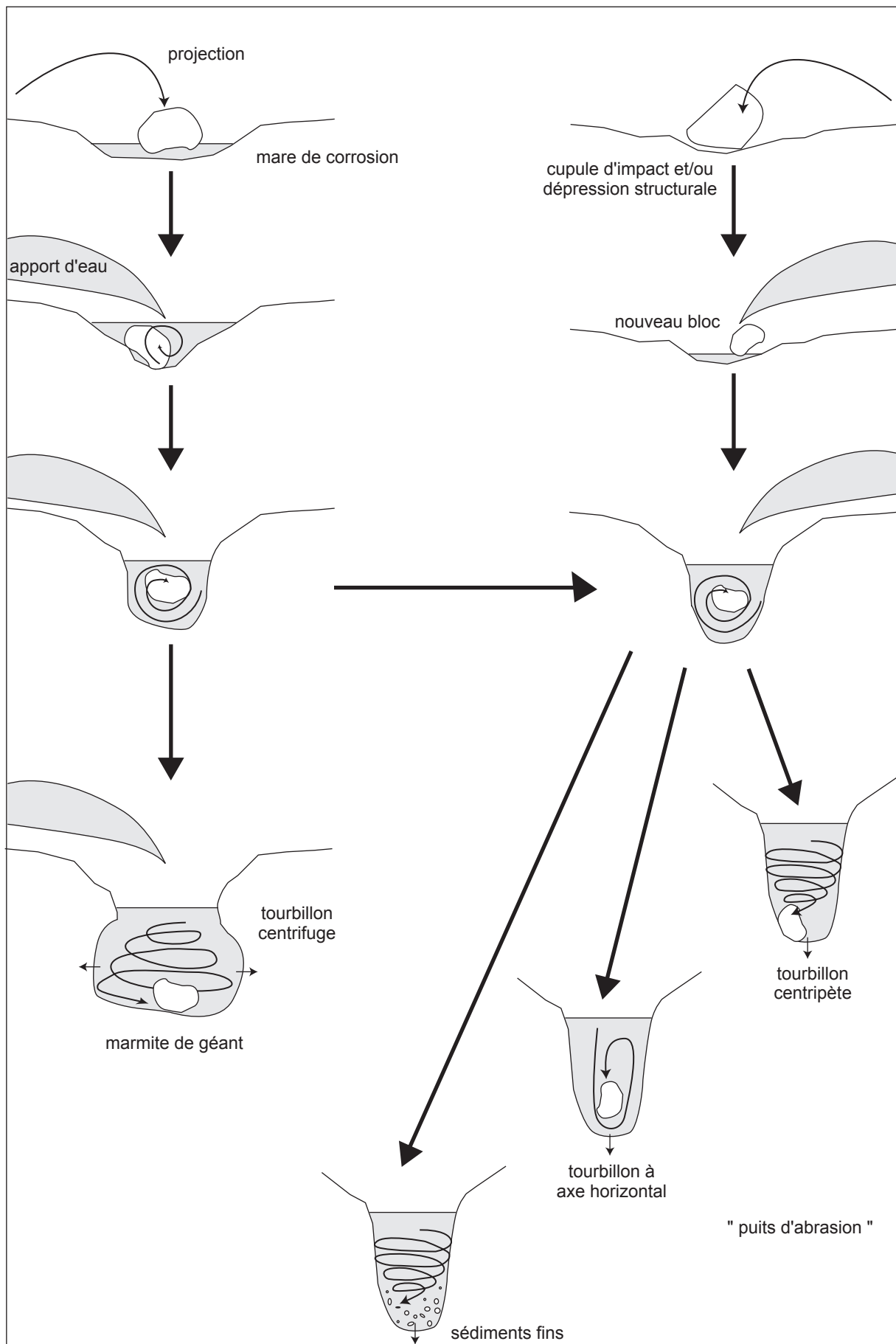


Figure 117 : Modèle de formation des marmites de géant et des " puits d'abrasion "

peut même se développer à l'intérieur d'une grande cavité, comme nous avons pu l'observer à Ke'ei ou à Alāla Point (cf. figure 115a). Dans ce cas, un *hiatus* a existé entre les deux phases d'évorsion, la seconde marmite ayant été initiée par un nouveau bloc après la purge de la première cavité.

L'abrasion peut, par ailleurs, se réaliser de façon dissymétrique. Ainsi, on observe parfois une paroi en pente vers l'intérieur des terres et plus abrupte avec surcreusement vers l'océan (cf. figure 115b), montrant une action privilégiée lors du retrait de la vague. Il arrive également que les sédiments soient plaqués contre ce surcreusement lorsque la cavité est peu profonde. A terme, les marmites peuvent se recouper et donner de grandes cannelures.

b) Les cannelures

Des cannelures de section grossièrement semi-circulaire et profondes de quelques centimètres se forment sur les plates-formes intertidales où des débris abrasifs sont disponibles. Ces formes d'abrasion ne doivent pas être confondues avec les cannelures de météorisation et ruissellement formées sur les surfaces subverticales des roches grenues en domaine continental (Lageat *et al.*, 1994). La pente doit être suffisante (10 à 20°) pour que la canalisation des galets soit efficace morphologiquement. Il est même possible que cette dissection transversale du platier serve à régulariser la pente. Ainsi, sur la plate-forme d'abrasion de Kalaehiamoe, des cannelures entaillent un ressaut sous le niveau moyen de la mer, afin de normaliser la pente (figure 118).

Dans les tufs palagonitiques du cône de Diamond Head à O'ahu, les cannelures se sont formées à partir de marmites de géant étagées, qui se sont reliées les unes aux autres, probablement en raison de la pente (photo 106). Sur la plate-forme de Ke'ei, certaines marmites se poursuivent également en cannelures.

3. Les formes polygéniques

Certaines formes se sont formées, à la fois par abrasion et délogement de blocs, sur les plates-formes intertidales ou supralittorales balayées par les paquets de mer, la structure de la roche jouant souvent un rôle décisif. Des retouches par la corrosion littorale ne sont pas à exclure dans certains cas.

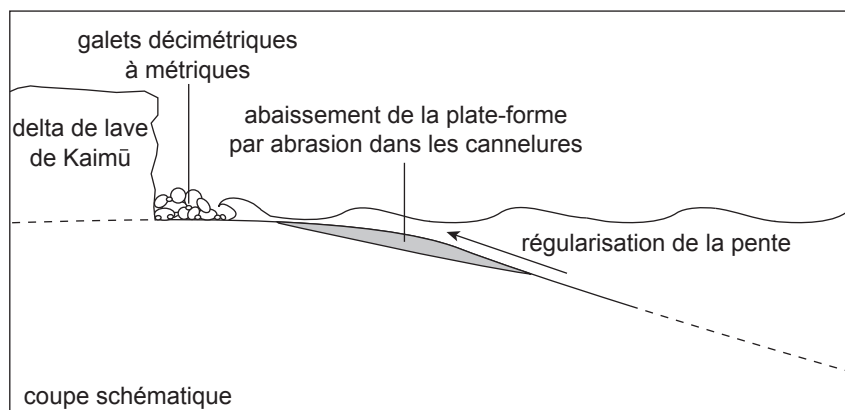


Figure 118 : Régularisation de la pente de la plate-forme de Kalaehiamoe (Puna sud) par des cannelures

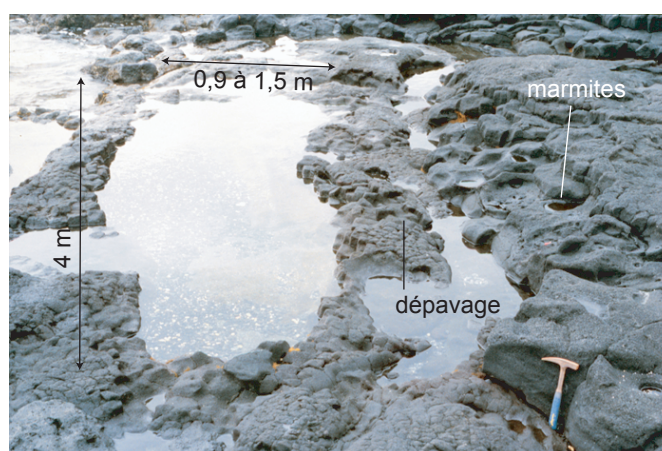


Photo 107 : Grande mare polygénique formée par abrasion et dépavage à Ke'ei (Kona Sud)

a) Les chenaux

Après le déferlement d'une vague sur la plate-forme, l'eau emprunte les dépressions de la coulée d'origine pour regagner l'océan. Cette canalisation peut entraîner l'approfondissement des chenaux d'écoulement par abrasion ou, éventuellement, délogement de blocs, notamment le long des diaclases. L'origine érosive de la forme n'est pas toujours nette, le chenal n'étant parfois profond que de quelques centimètres. La présence d'un poli d'abrasion, de débris ou parfois de pavés en cours d'arrachement sont des indices d'une forme active.

La forme est parfois profonde de près d'un mètre lorsqu'il s'agit d'un chenal de dépavage comme à Kaakepa. Elle ne doit pas être confondue avec les tubes de lave en partie ou totalement effondrés, trouvés notamment à Keāhole Point ou à Ho'okena.

Un réseau de chenaux secondaires est parfois raccordé au chenal principal qui mène à un exutoire en forme de berceau, souvent plus large (*cf.* banquette de la baie de Kanakaloloa,

figure 94). Le développement d'algues sur certains chenaux, particulièrement au niveau des exutoires, indique une forme héritée ou active uniquement lors d'épisodes marins paroxysmaux.

Le chenal peut se créer en une dizaine d'années, comme l'indique la présence d'un chenal de dépavage à Ki'i. Il se trouve parfois parallèle au trait de côte, formant un « pseudo-rempart » sur la marge externe de la plate-forme (*cf. infra*).

b) Les mares polygéniques

Des cavités créées par dépavage peuvent s'agrandir par évorsion ou simple abrasion. Elles ont souvent de grandes dimensions, pluridécimétriques à plurimétriques (photo 107). Leur profondeur est généralement moindre, d'un à quelques décimètres le plus souvent, mais dépassant 1 m dans certains cas. Plusieurs processus sont à l'origine de leur façonnement (dépavage, délogement de bloc, évorsion, simple abrasion et éventuellement corrosion) et la structure de la roche détermine souvent fortement la forme de la cavité. Le terme de mare polygénique (*pool*) nous a paru le plus adapté, bien que certains auteurs parlent de « baignoire littorale » (Etienne, 1995), terme qui, pour nous, ne peut se rapporter qu'aux plus profondes de ces formes.

Certaines ont été façonnées dans des basaltes peu diaclasés, l'agrandissement et la coalescence de marmites d'abrasion expliquant alors la taille de la dépression. D'autres mares, d'origine structurale, comme les mares inter-échines des plates-formes 'a'ā, sont peu retouchées par l'abrasion, et uniquement lorsque les tempêtes mettent en mouvement les nombreux galets qui les tapissent. En dehors de ces périodes, les mares polygéniques évoluent peu, ce qui explique le développement de coraux sur certaines côtes. On y trouve aussi parfois des algues encroûtantes ou des oursins, preuve de l'inactivité de la forme. Il est possible que des processus de météorisation ou de bioérosion s'y développent.

Des mares polygéniques sont également façonnées dans les tufs volcaniques. On peut notamment souligner la présence d'une forme originale sur le platier à l'ouest de Kōkee Beach Park (O'ahu). L'excavation de la roche par abrasion a sculpté une grande cavité marquée en son centre par un bombement résultant de la courbure des lits de tufs, telles les boutonnières des axes anticlinaux.

On distingue les mares anchialines (*anchialine ponds*), situées dans l'étage supralittoral supérieur, des mares d'estran (*tide pools*). Les premières sont remplies d'eau marine ou saumâtre. En raison de la porosité des roches volcaniques, la connexion avec l'océan s'effectue en sub-surface, sans alimentation directe par les paquets de mer. Les secondes sont, par contre, alimentées régulièrement et des constructions coralliennes

peuvent s'y développer. Les deux étaient utilisées traditionnellement pour la pisciculture et la crevetticulture à Hawaï (Maragos, 1998).

Conclusion de chapitre

Ce premier chapitre a servi de cadre à l'étude de la morphologie de détail des littoraux volcaniques. Les formes analysées sur les îles d'Hawaï et O'ahu ont été décrites et les indices contribuant à la connaissance de leur morphogenèse mis en avant. De nombreuses incertitudes subsistent. Les chapitres suivants, consacrés aux résultats des investigations menées dans le cadre de la thèse et à leur interprétation, nous permettront de lever certaines d'entre elles.

Différentes formes ont été reconnues, appartenant à deux catégories : les formes de corrosion littorale, que nous avons étudiées en détail, et les formes d'érosion mécanique, dont les processus avaient souvent déjà été traités dans la partie précédente, tant leur rôle dans la morphogenèse des falaises et plates-formes littorales est tangible. Ces microformes sont fonctionnelles ou héritées, ces dernières étant relativement rares sur l'île d'Hawaï en raison de la submersion de ses côtes. Certaines d'entre elles peuvent être remaniées par différents processus qui se succèdent au cours du temps, en fonction précisément des variations du niveau relatif de la mer, la forme étant alternativement dans le domaine supralittoral ou dans l'étage intertidal. Il ne s'agit donc pas le plus souvent d'une évolution continue, surtout lorsque les processus de météorisation ne sont pas dominants.

La corrosion littorale, relais de processus physiques, chimiques et biologiques, façonne trois types de morphologies bien distinctes : les formes d'alvéolisation, les mares de corrosion et les formes d'origine biologique. Dans le premier cas, nous avons distingué les nids d'abeilles, les taffonis et les lapiés. Ces formes sont communes sur les littoraux volcaniques, qu'ils soient basaltiques ou constitués de tufs, malgré l'absence fréquente de discontinuités granulaires apparentes. Elles sont façonnées dans l'étage supralittoral, l'haloclastie étant probablement le processus morphogène dominant. Différents stades, déterminés à partir de l'étude des blocs de tempête taffonisés de la côte septentrionale de Kona, ont été mis en évidence :

- le stade initial correspond à une roche non affectée par la corrosion littorale, les vacuoles sur la surface étant d'origine magmatique (vésicules) ;
- lors du deuxième stade, les vacuoles s'évasent par désagrégation granulaire et desquamation, ce qui entraîne parfois leur coalescence ;

- le troisième stade est celui des nids d'abeilles, au cours duquel les dépressions s'approfondissent sur plusieurs centimètres ;
- au cours du stade suivant, celui des taffonis s.s., les parois entre les cavités se recoupent, générant parfois un encorbellement qui semble coïncider avec une unité résistante superficielle ;
- la corrosion finit à terme par lisser la roche en détruisant les cloisons des alvéoles et les surplombs ;
- une nouvelle phase d'alvéolisation peut débuter lors d'un dernier stade, avec développement de taffonis à partir de la surface lisse dégagée précédemment.

Cette typologie a permis de mettre en évidence le lien génétique entre certains nids d'abeilles et les taffonis, même s'il n'est pas systématique. L'alvéolisation ne se propage, en effet, pas forcément de la même manière sur les parois des abrupts côtiers. Sur les surfaces horizontales, ces formes cavernueuses laissent place à des lapiés. Le même principe s'applique avec le creusement de dépressions après l'excavation d'une unité plus résistante jusqu'à atteindre une surface lissée, plusieurs décimètres en contrebas. Des pitons sont laissés en saillie, avec souvent une morphologie de détail irrégulière, justifiant l'appellation de lapié. Le terme de « pseudo-lapié » devrait être réservé, selon nous, à des formes beaucoup plus douces, faites de cannelures et de vasques, fréquentes dans les roches granitiques, et pas spécifiquement littorales. Le modelé de détail est néanmoins éloigné du « lapié originel » karstique.

Ces formes se rapprochent d'ailleurs des mares de corrosion, relativement fréquentes sur les littoraux volcaniques d'Hawaï, quoique souvent plus discrètes que les formes d'alvéolisation. La présence d'un encorbellement, même s'il est souvent très peu marqué, témoigne d'une attaque préférentielle sur les bordures de la cavité à fond plat. C'est le *water-layer weathering* dont les modalités exactes ne sont pas encore bien comprises. Il est certain que les agents chimiques et la bioérosion interviennent dans cette association de processus, notamment en domaine intertidal, ce qui n'exclut pas l'intervention de la *Salzsprengung* lorsque le temps d'émersion est suffisant. Les observations réalisées sur les tufs d'O'ahu, dont la morphologie est plus explicite que celle des basaltes vacuolaires, permettent de retracer l'évolution des mares de corrosion. L'unité morphologique de base est la cupule de corrosion centimétrique, qui peut être d'origine géologique pour les basaltes. Leur recoupement forme des vermiculations qui évoluent ensuite en mare, laquelle s'élargit plus rapidement qu'elle ne s'approfondit. La coalescence des mares peut donner lieu à un chapelet de cavités en forme d'écharpe, particulièrement le long de diaclases. Les grandes flaques qui sont façonnées au final possèdent d'étroites parois. Ces « vasques littorales » n'ont pas été observées sur les basaltes, les rares formes de ce type étant plus probablement en partie structurales. Même si ce schéma est un peu simpliste et ne saurait en aucun cas constituer une règle, surtout dans les basaltes où l'évolution est plus lente, il a le mérite de permettre une meilleure lecture des paysages littoraux.

Les organismes lithophages ou brouteurs participent également à la sculpture de détail des côtes volcaniques. Les oursins échinodermes sont particulièrement actifs et forent des logettes profondes d'une dizaine de centimètres dans la partie inférieure de l'estran et en deçà. On les trouve aussi le long des chenaux intertidaux et ils sont capables de façonner des encoches au pied des falaises de tufs. Certains mollusques bivalves, annélides et sipunculides collaborent également à la fragilisation de la roche par leurs galeries, tout comme les micro-organismes. A titre anecdotique, nous avons également rapporté la présence de *spots* de patelles millimétriques et l'érosion mécanique des poissons-perroquets.

Le délogement de blocs est un processus mécanique fondamental dans le recul des falaises basaltiques, mais il peut également donner lieu à des formes de détail sur les surfaces horizontales. Ces mares de dépavage sont fortement contrôlées par la structure de la roche et se localisent sur la partie distale des plates-formes. A une autre échelle, la desquamation de la croûte métallique superficielle des coulées de lave récentes participe également à la retouche de la plate-forme sommitale.

Les vagues, chargées de débris abrasifs, creusent des cavités sur les plates-formes, parfois même au débouché des trous souffleurs. Nous avons différencié deux formes : les marmites de géant à renflement basal, généralement moins profondes que larges, et les « puits d'abrasion » plus profonds. Elles sont forées lorsqu'un galet est piégé dans une mare de corrosion supralittorale, une menue dépression sur la plate-forme ou, éventuellement, dans une mare de dépavage ou une marmite déjà formée. Etrangement, les cavités se localisent rarement le long des diaclases, contrairement aux formes de corrosion. La cuvette n'est active que durant les tempêtes et s'approfondit progressivement. Pour expliquer la genèse d'un puits d'abrasion, il est possible que la cavité d'origine doive être étroite, que le tourbillon en son sein soit plus souvent centripète ou d'axe horizontal et que les sédiments emprisonnés soient fins.

L'abrasion est aussi responsable de traces de chocs, de polis et du creusement de cannelures sur les plates-formes pentues, vraisemblablement pour régulariser leur profil. Des encoches d'abrasion sont également fréquentes à la base des falaises basaltiques. Les chenaux intertidaux et certaines grandes mares résultent d'une érosion polygénique mettant en jeu des processus d'abrasion, de délogement de blocs et éventuellement de corrosion.

CHAPITRE II – LE RÔLE DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES DANS L'EFFICACITÉ DES PROCESSUS

A. La méthodologie adoptée

1. Les mesures au *micro-erosion meter*
2. Les mesures de dureté de la roche
3. L'expérimentation sur la corrosion littorale
4. Les mesures de pH et de température dans les mares
5. Les mesures morphométriques de taffonis sur les dépôts de tempête

B. La vitesse de façonnement des formes de détail

1. La vitesse de formation des formes d'alvéolisation
2. La vitesse de formation des mares de corrosion
3. La vitesse de formation des formes de bioérosion
4. La vitesse de l'abrasion

C. La durée d'émersion

1. L'étage infralittoral
2. L'étage médiolittoral
3. L'étage supralittoral
4. La genèse de plates-formes de corrosion différentielle

D. Les conditions climatiques et d'exposition aux houles

1. L'exposition aux vagues et aux embruns
2. La température de l'air et de l'eau
3. Les précipitations

Introduction

Après avoir analysé la morphologie de détail sur le terrain, des questions subsistent sur les processus morphogéniques exacts, qu'il s'agisse de la météorisation ou de l'action mécanique des vagues. A titre d'exemple, on peut citer les formes d'alvéolisation dont l'origine est toujours sujette à controverse. Afin de préciser ces mécanismes et de mieux appréhender l'influence des paramètres externes dans leur efficacité, différentes méthodes, outre l'observation naturaliste des formes, ont été expérimentées sur le terrain et en laboratoire.

Nous avons fait le choix d'entamer le chapitre par une description de ces techniques, tant leur utilisation est récurrente dans la suite du propos. Elles concernent essentiellement la corrosion littorale qui est particulièrement active sur les littoraux volcaniques. Les résultats seront ensuite développés dans l'analyse, en fonction du paramètre étudié.

Nous montrerons ensuite, dans un premier temps, la rapidité d'action de certains processus, estimée à partir de la vitesse de façonnement des formes de détail. Dans un second temps, le rôle exercé par les paramètres environnementaux, temps d'émersion, conditions climatiques et d'exposition, sera mis en évidence, ce qui permettra de préciser les mécanismes en jeu.

A. La méthodologie adoptée

Afin de mieux appréhender le rôle des conditions environnementales, mais également pétrographiques, et d'évaluer les vitesses d'érosion et de genèse des microformes, nous avons utilisé différentes méthodes, à la fois qualitatives et quantitatives, sur le terrain comme en laboratoire.

1. Les mesures au *micro-erosion meter*

a) L'instrument

Le *micro-erosion meter* (M.E.M.) est un instrument de mesure composé d'une sonde posée sur un plateau triangulaire, lui-même soutenu par trois pieds. Ces pieds se calent sur

trois vis inoxydables préalablement enfoncées dans la roche. Une jauge graduée indique la hauteur à laquelle se trouve la sonde par rapport à la surface rocheuse sub-horizontale. Cet outil, employé depuis les années 1970, surtout par les chercheurs anglo-saxons, a permis de calculer des taux d'érosion, principalement sur les littoraux calcaires (High et Hanna, 1970 ; Robinson, 1976 ; Trudgill *et al.*, 1981 ; Stephenson et Kirk, 2000).

L'abaissement de la plate-forme (*downwearing*) peut se réaliser par abrasion, corrosion littorale ou délogement de blocs, dans quel cas l'instrument n'est pas adapté. Or, sur les côtes volcaniques, ce dernier processus est courant, notamment sur les coulées de lave les plus récentes. Nous avons néanmoins décidé d'utiliser cette technique pour obtenir une approximation du taux de recul par abrasion ou, surtout, par corrosion littorale, la majorité des mesures ayant été prises sur l'étage supralittoral (déferlement permanents dans le domaine intertidal). Si cet outil n'est pas forcément très adapté au cadre, limité en temps, d'une thèse, il a néanmoins permis d'établir un jalon dans la résistance des roches volcaniques qui, jusqu'ici, n'avaient jamais été testées.

b) La méthodologie adoptée

Les sites ont été choisis afin de faire varier les conditions environnementales et géologiques (pétrographie et âge de la coulée). Pour des raisons techniques (poids et encombrement du générateur nécessaire au fonctionnement de la perceuse), les sites sélectionnés se trouvaient généralement à proximité de voies d'accès. 17 sites, dispersés sur les deux îles (5 à O'ahu, 12 à Hawaï) ont été sélectionnés (figure 119). Certains ont disparu en raison du recul d'une banquette de lave ou en étant recouvert par des coulées de lave, l'un d'eux sans avoir permis la moindre mesure d'érosion (Lae'apuki). Sur chaque site, une à sept stations ont été mises en place de manière à former un profil longitudinal de la plate-forme, pour comparer les taux dans les domaines intertidal et supralittoral. Pour chaque station, trois mesures sont possibles. Le triangle du plateau est, en effet, équilatéral et la sonde centrale désaxée, ce qui permet trois rotations de l'appareil. Sur certaines stations, un quatrième trou a été foré de manière à composer deux triangles équilatéraux, afin de doubler le nombre de mesures. De ce fait, 5 à 24 points différents ont été mesurés chaque année sur chacun des sites. Les mesures ont été effectuées lors des printemps 2000 et 2001 et durant l'été et l'automne 2002. En 2000, lors du transport en avion entre O'ahu et Hawaï, l'appareil a pris un choc et le stylet a été dévié très légèrement sur son axe (environ 2°). Les mesures prises avant cet événement sur les cinq sites d'O'ahu n'ont donc pu être exploitées (point différent de celui mesuré lors des deux missions suivantes).

Un protocole des mesures a été défini en fonction des études précédentes. Plusieurs séries de 3 à 10 mesures, en fonction de la cohérence des résultats, ont été réalisées sur chaque point, en retirant l'appareil à chaque fin de série (*cf.* annexe VIII). Pour certains

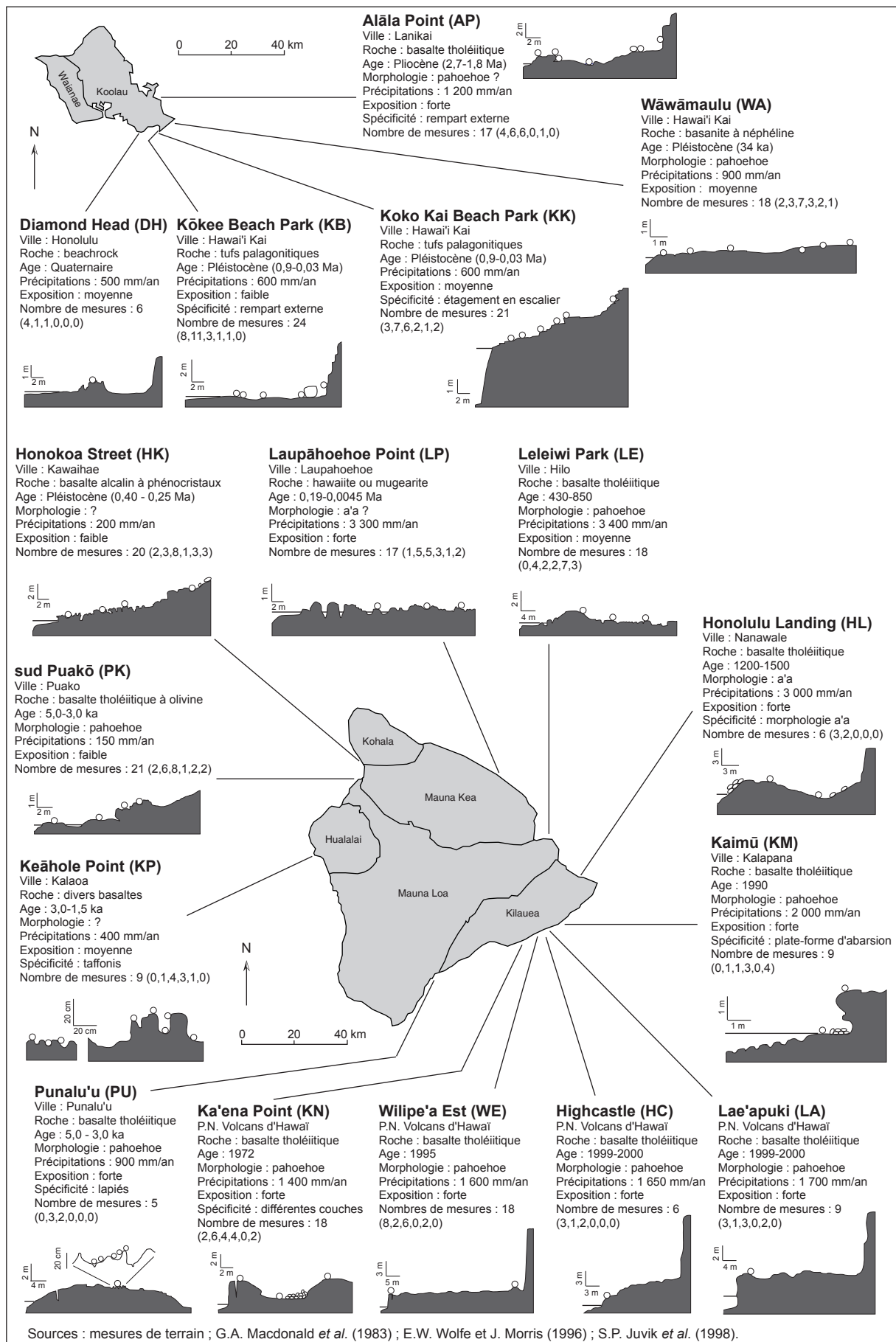


Figure 119 : Caractéristiques des sites de mesures au micro-erosion meter

points, près d'une centaine de mesures a donc été recueillie. Les séries aberrantes n'ont pas été prises en compte car elles correspondaient à un mauvais positionnement du M.E.M. qui a été la plupart du temps remarqué au moment de la mesure. Les séries qui, sans être aberrantes, présentaient une différence significative avec les autres séries n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'érosion, mais ont servi à l'estimation de la précision. Sur certains sites, les mesures étaient trop différentes d'une série à l'autre, voire parfois à l'intérieur de la même série. Sur d'autres sites (mares, taffoni, ...), le stylet n'était pas assez long pour toucher la surface. Dans les deux cas, les sites ont été abandonnés.

Pour le choix de la valeur conservée sur chaque point, plusieurs cas de figure se sont présentés (cf. annexe IX) :

- Lorsque la suite de nombre était cohérente, avec éventuellement une très faible diminution de la valeur (0,01 mm), la dernière mesure, c'est-à-dire la plus basse, a été retenue ;
- si pour toutes, ou pratiquement toutes, les séries, les valeurs diminuaient ou restaient les mêmes, c'est-à-dire que les mesures étaient cohérentes avec une légère diminution due au départ des poussières qui étaient présentes sur la surface ou, éventuellement, à l'érosion par le stylet, nous avons conservé comme valeur finale la moyenne de toutes les valeurs les plus basses de chaque série ;
- lorsque la suite des valeurs semblait aléatoire et sans organisation, nous avons utilisé la moyenne de toutes les mesures.

Dans le cas d'une érosion manifeste de la surface par le stylet, la différence a été retranchée lors du calcul du taux d'érosion. D'autre part, dans certains cas, deux types distincts de valeurs ont été repérés en raison de deux positions possibles du M.E.M. sur les vis ou du coincement du stylet dans une vacuole. Nous avons alors calculé deux moyennes, une seule étant conservée pour l'estimation du taux de recul.

Les différents grippages du stylet, dus à l'environnement agressif et corrosif du littoral hawaïen, n'ont pas eu d'impact important sur la précision des mesures (vérification à l'aide d'une plaque de calibrage). Ils ont juste changé la valeur de référence, affichée lorsque le stylet repose dans le vide. Cette valeur de référence ou valeur à vide a donc été retranchée de chacune des valeurs retenues.

Une estimation de la précision, correspondant à la différence entre la valeur retenue et la valeur extrême, a été calculée pour chacun des points lors de chaque campagne de mesure (figure 120). Dans près de 75 % des cas, la précision est inférieure à 0,15 mm (médiane : 0,09 mm). Lorsqu'elle a été évaluée à plus de 0,50 mm, la mesure a été abandonnée (3,8 % des points), sauf lorsque l'érosion était supérieure à 0,5 mm.

Le taux d'érosion calculé a ensuite été converti en taux annuel. Sur les 210 points mesurés, 94 seulement (44,8 %) avaient une érosion effective sur la période maximale

considérée (27,6 % entre 2000 et 2001). Une moyenne a été en outre calculée pour chaque station ou pour chaque groupe de stations (cas des stations doubles) correspondant à un site homogène. Ce sont ces taux annuels d'abaissement moyen par station qui ont été utilisés dans l'analyse (figure 121). La précision de ces valeurs est difficilement estimable, étant donné que chacun des points de la station a une précision différente, et elle n'a pu être évaluée. Le point ayant connu la plus forte érosion a également été indiqué sur la figure 121.

	campagne 2000		campagne 2001		campagne 2002		moyenne
	nb. mesures	pourcentage	nb. mesures	pourcentage	nb. mesures	pourcentage	pourcentage
Précision de 0,01 mm	45	18,6	5	2,3	7	3,7	8,8
Précision entre 0,02 et 0,05 mm	62	25,6	53	24,3	62	32,6	27,2
Précision entre 0,06 et 0,10 mm	38	15,7	45	20,6	45	23,7	19,7
Précision entre 0,11 et 0,15 mm	32	13,2	45	20,6	38	20,0	17,7
Précision entre 0,16 et 0,30 mm	27	11,2	43	19,7	25	13,2	14,6
Précision entre 0,31 et 0,50 mm	19	7,9	23	10,6	11	5,8	8,2
Précision entre 0,51 et 0,75 mm	19	7,9	4	1,8	2	1,1	3,8
Total	242	100	218	100	190	100	100

Figure 120 : Tableau récapitulatif de la précision des mesures au MEM lors des différentes campagnes

c) Les limites de la méthode

Bien que la sensibilité de l'instrument soit de 0,01 mm, de nombreux paramètres diminuent la précision des mesures, ce qui explique l'imprécision et les taux d'accrétion relevés à Hawaï (figure 122). On peut notamment souligner les problèmes lors du calage de l'instrument ou lors de la mesure (érosion ou enfoncement du stylet dans les vacuoles). D'autres limites plus conceptuelles peuvent être soulevées. Outre le problème déjà envisagé de l'efficacité de la corrosion littorale ou de l'abrasion face à l'écaillage ou au délogement de blocs, il est souvent difficile de connaître avec précision la nature des processus mesurés. L'interprétation n'en est que plus difficile.

Par ailleurs, l'abaissement de la plate-forme ou de la microforme n'est pas forcément linéaire dans le temps. Il faut bien garder à l'esprit qu'il ne s'agit que de mesures ponctuelles, dans le temps et l'espace, qui ne peuvent résumer l'ensemble de l'évolution d'une plate-forme, surtout pour une côte à fort contrôle structural comme à Hawaï. Il faut se garder d'avoir une approche trop modélisatrice et extrapoler les données sur le long terme comme certains chercheurs s'y sont risqués. Il est étonnant de constater qu'aucun auteur n'a vraiment souligné jusqu'ici les limites du *micro-erosion meter*, même si, il est vrai, les roches calcaires sur lesquelles ont été effectuées la plupart des mesures, sont plus sujettes à l'érosion que les roches volcaniques.

Les résultats obtenus doivent donc être interprétés avec prudence en raison des limites techniques de l'appareil, de l'action réelle des processus mesurés et du court pas de

Sites (voir carte)	inter- valle (en j.)	Taux annuels d'érosion sur les différentes stations (en mm)																	
		station 1			station 2			station 3			station 4			station 5			station 6		
		maximum	moy.	00-01	maximum	moy.	00-01	maximum	moy.	00-01	maximum	moy.	00-01	maximum	moy.	00-01	maximum	moy.	00-01
O'ahu		DH	422	-0.62 ± 0.50	-0.25	1.16													
	KB	425	-2.73 ± 0.09	-1.90	2.15	0.16 ± 0.07	0.48	1.57	-0.36 ± 0.07	-0.07	1.08	-0.30 ± 0.15	-0.03	1.40	-0.17 ± 0.14	-0.08	1.39		
	KK	431*	-0.17 ± 0.19	-0.03	1.01	-1.12 ± 0.17	0.20	1.06	-0.67 ± 0.29	-0.27	1.91	-0.32 ± 0.08	-0.21	0.28	-0.47 ± 0.07	-0.31	0.78	0.21 ± 0.19	0.25
	WA	427	-0.14 ± 0.14	-0.01	1.28	-0.03 ± 0.44	0.08	1.82	0.07 ± 0.20	0.28	1.64	-0.07 ± 0.26	0.07	0.95	-0.17 ± 0.21	-0.11	0.78	-0.35 ± 0.28	0.00
	AP	483	-0.18 ± 0.11	-0.04	0.70	0.01 ± 0.11	0.10	1.31	mes. imposs. en 2002		0.68	-5.27 ± 0.24	-4.25	0.60	-0.66 ± 0.14	-0.06	1.51		
Hawaï		LP	825*	-0.26 ± 0.01	0.15	0.08	-0.49 ± 0.07	-0.15	-0.02	-0.05 ± 0.07	0.06	-0.15							
	LE	824	0.05 ± 0.05	0.26	0.60	-0.02 ± 0.02	0.17	0.36	0.00 ± 0.11	0.17	0.17								
	HL	835	-0.04 ± 0.01	0.22	0.29	-0.23 ± 0.03	-0.06	-0.09											
	KM	321* ²	(4.26 ± 0.52	4.26	4.26)	-0.27 ± 0.42	0.12	0.12											
	HC	347 ²	-0.97 ± 0.09	0.49	0.49														
	WE	840*	-0.36 ± 0.07	0.17	0.17	-0.30 ± 0.03	0.06	0.33											
	KN	840*	0.33 ± 0.26	0.57	0.57	-0.06 ± 0.07	0.14	-0.20	0.43 ± 0.15	0.56	0.25	-0.13 ± 0.04	0.08	0.26	-0.40 ± 0.16	-0.04	-0.13		
	PU	853	-2.06 ± 0.16	-1.04	-1.13	-0.01 ± 0.07	-0.01	-0.35											
	KP	843	-0.08 ± 0.08	-0.05	0.00	0.07 ± 0.08	0.10	0.03	-0.52 ± 0.31	-0.23	-0.25								
	PK	844*	-0.07 ± 0.06	0.09	0.07	-0.09 ± 0.08	0.18	0.35	-0.04 ± 0.07	0.05	-0.14	-0.06 ± 0.07	0.04	-0.25					
	HK	839*	0.02 ± 0.07	0.38	0.20	-1.73 ± 0.11	-0.87	-0.33	-0.08 ± 0.02	-0.02	-0.22	-0.45 ± 0.22	-0.17	-0.48					

N.B. : seules les valeurs négatives indiquent une érosion effective.

Pour la moyenne établie entre 2000 et 2001, les valeurs indiquées pour les stations d'O'ahu ne peuvent qu'être comparées entre elles, en supposant la surface lisse au niveau du point d'impact, puisque le styét a été légèrement dévié après les mesures sur ces stations en 2000. En aucun cas elles n'indiquent un taux d'accrétion, mais elles permettent d'évaluer des contrastes d'érosion selon la position sur le littoral.

Valeurs en italique : deuxième mesures d'une même station, correspondant à la partie supérieure des formes d'alvéolisation (pour PU et KP) ou à une croûte sus-jacente (pour KN).

* : intervalle différent pour certaines stations

KK : 429 jours pour les stations 4 à 6.

LP : 830 jours pour la station 3.

KM : 328 jours pour la station 2.

WE : 347 jours pour la station 1 disparue en 2002.

KN : 368 jours pour la station 1 disparue en 2002.

PK : 837 jours pour la station 1.

HK : 845 jours pour la station 4.

² : stations disparues en 2002 (banquettes de lave récentes).

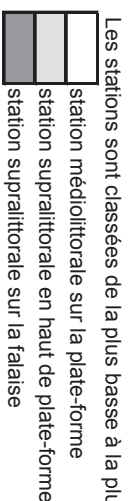


Figure 121 : Résultats des mesures de microérosion au M.E.M.

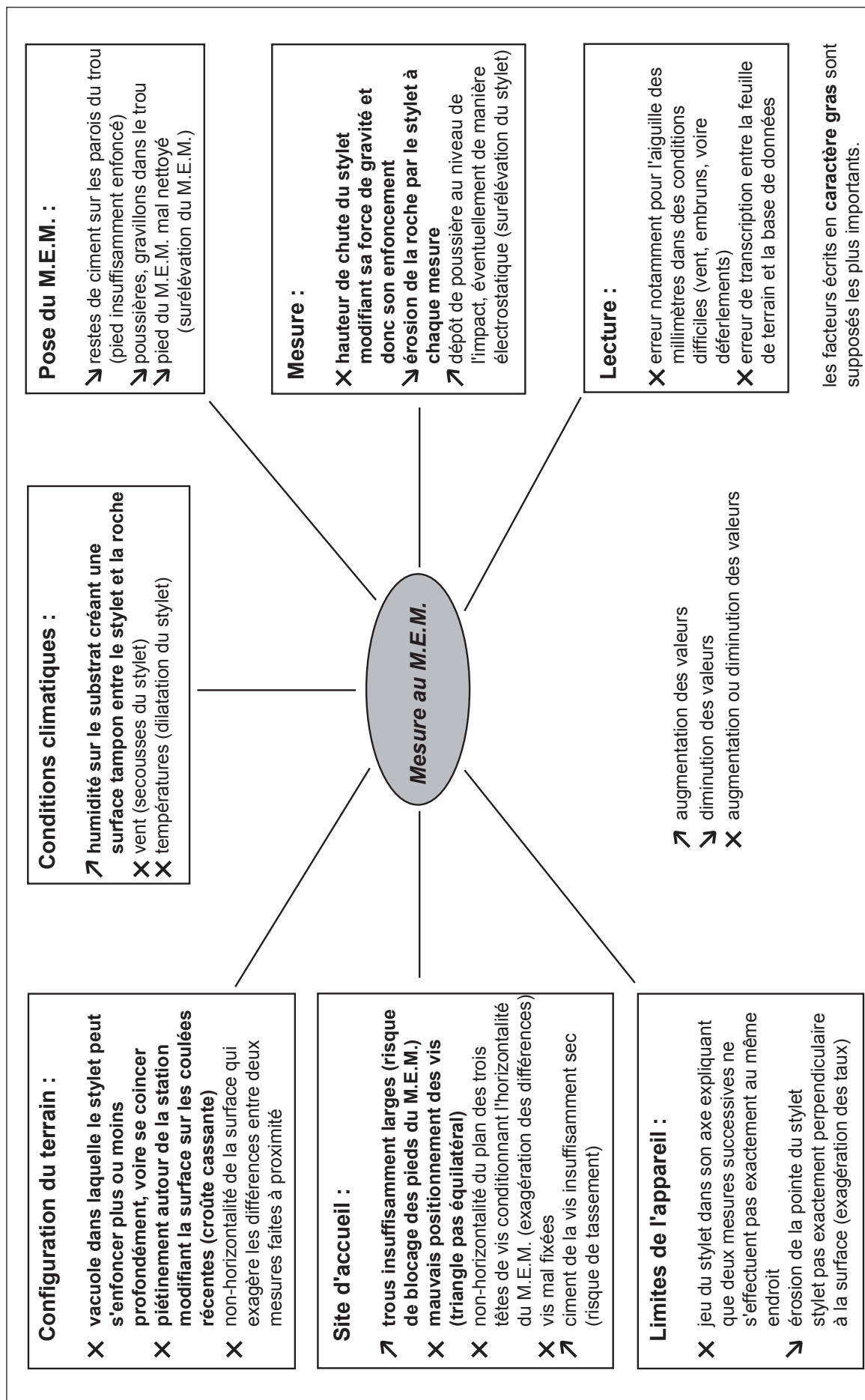


Figure 122 : Les causes possibles de la variation des mesures au micro-erosion meter

temps pris en compte (entre 422 et 853 jours selon les sites). Certaines remarques ont pu toutefois être formulées.

2. Les mesures de dureté de la roche

Le *Schmidt hammer* ou marteau de Schmidt est un appareil de mesure de la dureté des corps solides (scléromètre) utilisée en sciences des matériaux et en ingénierie, puis en géomorphologie depuis les années 1970 (Day et Goudie, 1977 *in* McCarroll, 1987). Une masse commandée par un ressort est projetée contre la surface. L'énergie de frappe atteint 2,207 Nm pour le modèle utilisé, conseillé pour les surfaces dures (type N). L'intensité du rebond est indiquée sur une échelle graduée de 0 à 100, pour laquelle des abaques de conversion en résistance à la compression sont disponibles. Les travaux en géomorphologie utilisent généralement la valeur du rebond (*R-value*), calibrée en fonction de l'angle avec lequel se trouvait le marteau par rapport à l'horizontal.

Cette valeur permet de connaître la dureté ou rigidité d'une surface rocheuse et, par extension, son degré d'altération (McCarroll, 1991 ; Stephenson et Kirk, 2000 ; Dickson *et al.*, 2004). L'altération de la roche s'accompagne, en effet, d'une diminution de la résistance aux forces compressives (Mottershead, 1994). Le potentiel de météorisation peut également en être déduit, étant donné qu'il dépend en grande partie de la porosité de la roche, tout comme la valeur du rebond. D. McCarroll (1987) a recensé plusieurs sources d'erreur. Les marteaux ne sont pas toujours comparables entre eux, même s'il s'agit du même modèle. Certaines mesures peuvent être anormalement basses en raison d'un mauvais ajustement de l'appareil. De plus, avec l'utilisation du scléromètre, les valeurs de rebond sont de plus en plus dispersées pour le même site et les valeurs ont tendance à fluctuer au cours du temps.

Les mesures ont été effectuées sur une surface sèche, éloignée des fractures et diaclases, et si possible verticale, pour éviter que des corrections soient apportées aux valeurs. Dans le cas contraire, l'angle d'utilisation du marteau a été noté. Un minimum de 15 rebonds a été appliqué à chaque point. Les lectures anormalement basses ont été éliminées, en accord avec les recommandations du constructeur et des travaux de recherche. Lorsque les valeurs n'étaient pas uniformes, les mesures se sont poursuivies jusqu'à ce qu'un minimum de 10 valeurs semblables soit atteint. Les degrés de rebondissement ont été relevés à une demi-unité près. Pour chaque station, trois points différents ont été mesurés, leur moyenne étant utilisée. La moyenne des écarts-types de chacun des points a été utilisée comme approximation de la marge d'erreur. Au total, 67 stations ont été testées en septembre-octobre 2002, sur différents types de roche, sur les sites du MEM ou dans des formes d'alvéolisation (figure 123).

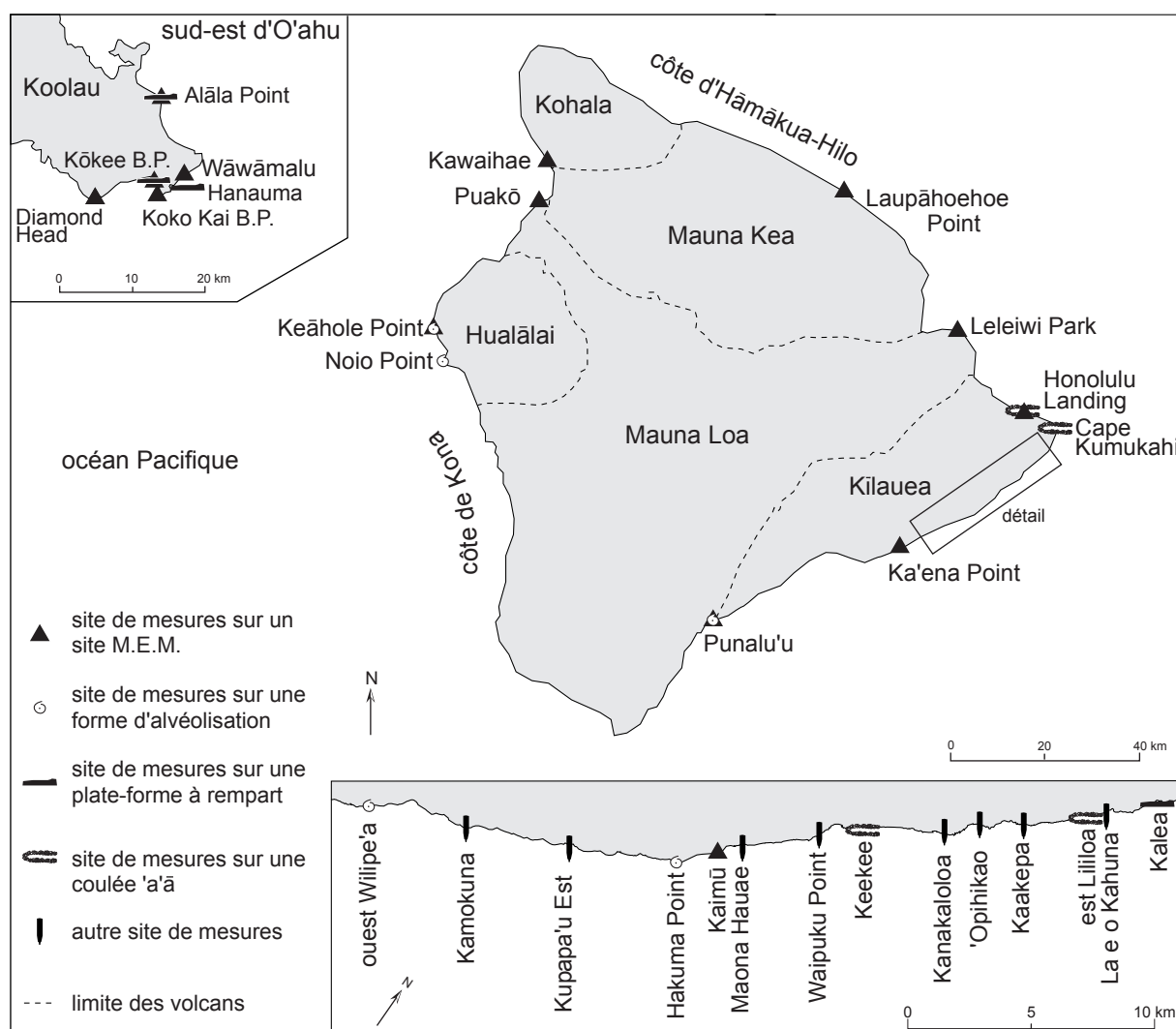


Figure 123 : Localisation des sites de mesures au Schmidt hammer

3. L'expérimentation sur la corrosion littorale

« L'étude expérimentale (...) s'attache à recréer le cours supposé des réactions naturelles ou à reproduire des conditions différentes par le choix de paramètres dont on se propose d'étudier le rôle spécifique » (Lageat, 1987, p. 35). De nombreux chercheurs ont eu recours à ce procédé pour préciser les mécanismes de météorisation sur des roches carbonatées, gréseuses ou magmatiques avec de l'eau douce ou de l'eau salée (Joly, 1901 ; Birot, 1954, 1969 ; Trudgill, 1977 ; Cooke, 1979 ; Lageat, 1987 ; Warke et Smith, 1998 ; Rodriguez-Navarro *et al.*, 1999 ; Goudie, 2000), en prenant parfois en compte les mécanismes de bioérosion dans l'eau de mer (Dalongeville *et al.*, 1994). Nous nous sommes inspiré des protocoles qu'ils avaient établis pour nos propres expériences, en les adaptant aux paramètres que nous voulions tester, aux moyens et au volume de roche dont nous disposions.

a) Les échantillons utilisés

Une expérimentation de 120 jours en laboratoire entre octobre 2000 et mars 2001 a été menée sur 88 échantillons calibrés (en moyenne 3 x 3 x 1,5 cm) de cinq types de roches volcaniques prélevées à Hawaï :

- basalte tholéiitique micro-vésiculeux de Lae'apuki (Kīlauea, Hawaï) issu d'une coulée émise au début de l'année 2000, soit quelques mois avant le début de l'expérimentation : intérieur de la roche (Aa) et partie superficielle avec croûte à aspect métallique bleutée (Ab) ;
- basalte tholéiitique macro-vésiculeux de Kaimū (Kīlauea, Hawaï) émis en 1990 à croûte vitreuse épaisse d'1 cm (B) ;
- basanite à néphéline pléistocène pré-altérée de Wāwāmalu (Ko'olau, O'ahu) : avec et sans surface tamponnée par l'eau de mer (Ca et Cb) ;
- basalte alcalin microlitique pléistocène de la baie de Waiaka'īlio (Kohala, Hawaï, D) ;
- tufs palagonitiques pléistocènes lités de Koko Crater (Ko'olau, O'ahu, E).

Par simplification, nous utiliserons les lettres de l'alphabet pour désigner les roches dans la suite du manuscrit. Une étude succincte de la minéralogie et de la texture des échantillons est proposée avec le commentaire des photos 108 à 113.

b) Les différents protocoles

L'objectif était de modéliser les conditions environnementales pour tenter de mieux comprendre les mécanismes de corrosion sur ce type de roche et leurs conséquences sur la morphologie littorale. Pour cela, les échantillons ont été soumis à différents protocoles en faisant varier divers paramètres : durée d'immersion (permanente, deux tiers ou un tiers du temps, aspersion), nature du liquide d'immersion (eau distillée de pH acide ou eau de mer prélevée en rade de Brest, d'une salinité de 32 à 35¹⁶, station SOMLIT-Brest, IUEM), température lors de l'émersion (température ambiante ou 60° C). Seule la roche Aa a été soumise à l'ensemble des protocoles (à l'exception de P4) et servira de référence, en raison du volume de roche plus important prélevé sur le terrain. Le détail des différents protocoles est indiqué dans la figure 124.

Dix cycles de douze jours chacun (288 h) ont été mis en place, avec changement de la solution au milieu et à la fin du cycle et contrôle du temps d'immersion lorsque celui-ci était alterné (192 h ou 96 h). La fréquence des changements de milieu, immergé ou émergé, a été en moyenne de 19 heures (146 alternances, sans prendre en compte les interruptions à

¹⁶ Les mesures de salinité sont toutes données en unités pratiques de salinité (ups) ou *practical salinity unit* (psu) utilisées depuis 1978 et déterminées en fonction du rapport de conductivité K_{15} (Copin-Montégut, 1996).

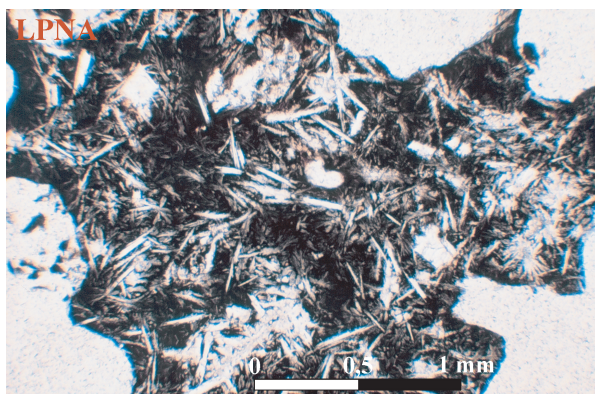


Photo 108 : Basalte tholéiitique micro-vésiculeux de Lae'apuki (roche Aa)

Le basalte est fortement vacuolaire et la mésostase possède des phénocristaux de feldspath, ici parfois disposés en étoiles, d'olivine ou de pyroxène. Les vacuoles forment les taches blanches sur la lame mince.

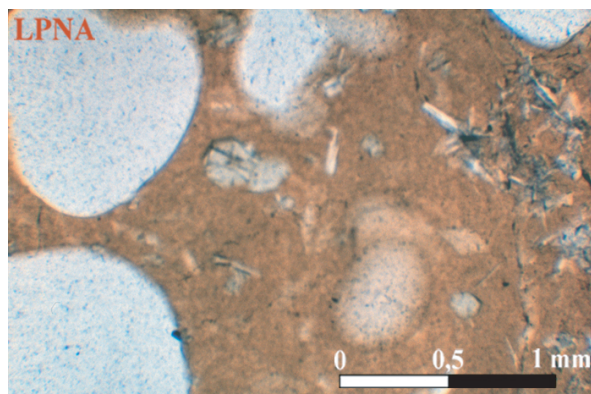


Photo 109 : Croûte vitreuse du basalte tholéiitique de Lae'apuki (roche Ab)

La texture est hyaline (vitreuse) avec des phénocristaux d'olivine, de plagioclase ou de pyroxène, s'organisant ici en couronne (augites). La surface n'étant pas lisse, des trous apparaissent sur la lame.

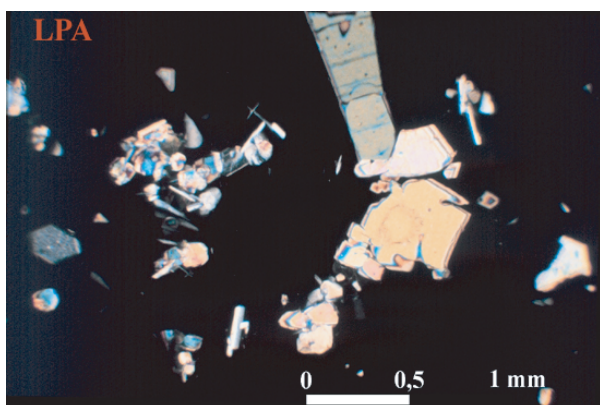


Photo 110 : Croûte vitreuse du basalte tholéiitique de Kaimū (roche B)

La texture est également hyaline (lumière analysée et non naturelle), avec quelques phénocristaux de plagioclase, d'olivine (à droite) ou de pyroxènes, parfois rassemblés en agrégats (à gauche).

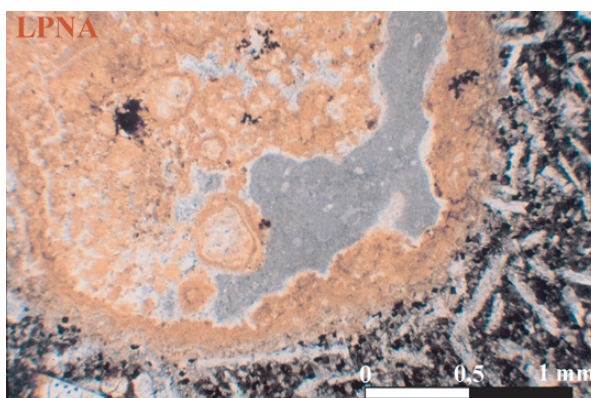


Photo 111 : Basanite à néphélines de Wāwāmalu (roche C)

Le grand phénocristal de néphéline possède un golfe de corrosion rempli de minéraux argileux. Des lattes de plagioclases et des phénocristaux d'olivine parsèment également la matrice microlitique.

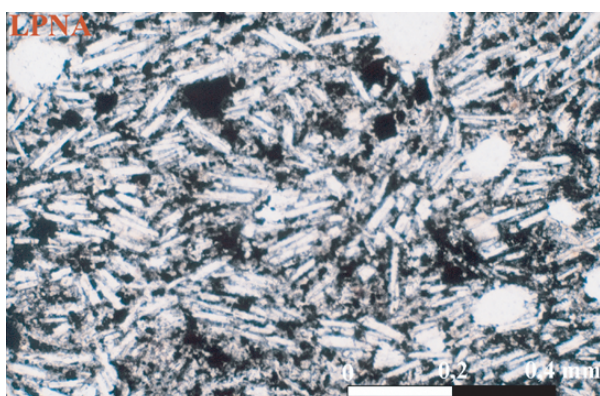


Photo 112 : Basalte alcalin microlitique de la baie de Waiaka'ilio (roche D)

La texture est microlitique (échelle différente par rapport aux autres photos) mais également fluidale, les feldspaths étant orientés.

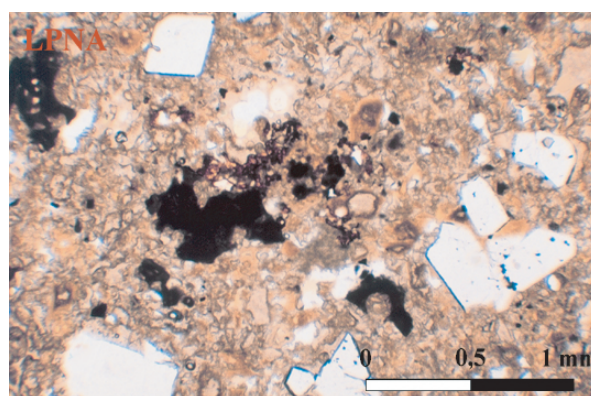


Photo 113 : Tufs palagonitiques de Koko Crater (roche E)

La matrice est microgrenue porphyrique, avec des phénocristaux d'olivine et des fragments de basalte. La roche est particulièrement hétérogène.

la fin des cycles 3, 5 et 7). L'étuve ayant été utilisée par d'autres chercheurs du laboratoire, sa température a dû être abaissée à 30 °C pendant plusieurs jours. Le détail des cycles est présenté en annexe X. Pour limiter les risques de résultats non représentatifs, deux échantillons de la même roche ont été soumis à chaque fois au même protocole. Les échantillons ont été pesés après un lavage délicat, un dégorgement de plusieurs dizaines d'heures dans de l'eau du robinet (pH légèrement basique) et un passage de 24 heures à l'étuve à 100 °C¹⁷. Ces règles ont été appliquées en début et en fin d'expérimentation, ainsi qu'à trois reprises au cours de l'expérience pour estimer le poids perdu par météorisation. La figure 125 synthétise les résultats obtenus, le détail des mesures étant indiqué dans l'annexe XI. L'observation au microscope de lames minces d'échantillons et des résidus de l'expérimentation a également été réalisée, ainsi que la mesure du pH et de la température des solutions (*cf. infra*).

	Protocole	P1	P2	P3	P4	P4bis	P5	P6	P7	P8
conditions d'immersion	immersion permanente	X								
	immergé 2/3 du temps		X			X				X
	immergé 1/3 du temps			X	X				X	
	aspersions quotidiennes d'environ 10 ml						X	X		
	échantillon au tiers immergé (ascension capillaire)								X	X
conditions d'émersion	température ambiante (10 à 29 °C)		X	X			X		X	
	étuve (60 °C, parfois 30 °C)				X	X		X		X
solution testée	eau de mer pour toutes les roches testées	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	eau distillée pour Aa	X	X	X		X			X	X
roches testées	Aa (28 échantillons au total)	X	X	X		X	X	X	X	X
	Ab (14 échantillons au total)		X	X	X		X	X		
	B (10 échantillons au total)		X	X	X		X	X		
	Ca (12 échantillons au total)	X	X	X	X		X	X		
	Cb (8 échantillons au total)		X	X	X		X			
	D (8 échantillons au total)		X	X	X		X			
	E (8 échantillons au total)		X	X	X		X			
nombre d'échantillons testés (88 au total)		6	18	18	12	4	14	8	4	4

Figure 124 : Les différents protocoles testés lors de l'expérimentation en laboratoire sur la corrosion littorale

Pour pouvoir comparer les échantillons entre eux, nous avons calculé pour chacun d'entre eux la perte de poids en pourcentage par rapport au poids de départ. Les mesures ont été effectuées sur une balance calibrée, d'une précision de 0,1 mg. Pour 14 échantillons, la mesure finale n'était pas la plus basse. En effet, des sels ont pu être maintenus dans les vides interstitiels malgré les lavages successifs et les conditions d'humidité n'étant pas les mêmes d'un jour à l'autre, l'eau contenue dans les pores de la roche a pu alourdir

¹⁷ Seul le passage à l'étuve entre les cycles 3 et 4 s'est déroulé dans des conditions différentes en raison de son utilisation par d'autres chercheurs du laboratoire (température de 30 à 60 °C durant une semaine au lieu de 24 h pour limiter le risque d'une évaporation incomplète). Comme lors de toutes les autres pesées, la température du four a été progressivement élevée et baissée, respectivement en début et en fin de séchage, pour éviter le choc thermique avec la température ambiante.

l'échantillon. Dans ce cas, la mesure la plus basse mesurée a été conservée comme poids final.

protocole	Aa (dist.)	Aa (mer)	Ab	B	Ca	Cb	D	E
1	-0,8514	-0,6739			-0,8330			
2	-1,1208	-0,7589	-0,4566	-0,0672	-0,7175	-1,0127	-0,1779	-2,5121
3	-1,0061	-0,9191	-0,6424	-0,0774	-0,8842	-0,8058	-0,3134	-2,3129
4			-1,1074	-0,0880	-58,25 *	-63,23 *	-0,1130	-40,55 *
4bis	-1,1191	-0,9481						
5		-1,3382	-0,4126	-0,0421	-1,4790	-0,8518	-0,0854	-2,6719
6		-1,1459	-2,0089	-0,0752	-32,87 *			
7	-1,0891	-0,7725						
8	-1,0663	-0,8793						

* : en raison de l'émiettement de l'échantillon, seuls les plus gros blocs ont été retenus

Figure 125 : Résultats de l'expérimentation sur la corrosion littorale (en pourcentage de poids perdu)

c) Les limites de la méthode

Après cinq mois à l'air ambiant, tous les échantillons qui n'avaient pas été pulvérisés ont été plongés dans l'eau pendant 72 heures, puis mis à l'étuve afin d'éliminer les dernières traces de sels. Certains échantillons ont été réduits en fragments, d'autres ont gagné du poids. Ces mesures effectuées en août 2001 prouvent que les conditions hygrométriques lors de la mesure sont essentielles et qu'il est vain de vouloir éliminer tous les sels contenus dans la roche. Ces mesures n'ont donc pas été utilisées.

En doublant systématiquement les échantillons pour chacun des protocoles, nous nous sommes rendu compte que, dans certains cas (11 sur 44), les pertes de poids divergeaient d'un échantillon à l'autre (*cf.* figure 136 *infra*). La moyenne du pourcentage de poids perdu, comme dans les autres cas, a néanmoins été utilisée. Ceci montre que deux échantillons ne sont pas toujours représentatifs, compte tenu des variations pétrographiques de la roche sur un même bloc (porosité, cristallisation des minéraux...). Le poids perdu, généralement de l'ordre de quelques dixième de grammes en 120 jours (- 12,2 mg à - 65,4 g), a, par ailleurs, parfois été minime, ce qui amplifie l'impact des marges d'erreur.

L'expérimentation ayant été effectuée en automne et en hiver, les températures peu élevées n'ont, d'autre part, pas favorisé les processus (Warke et Smith, 1998). La température de l'air a, en effet, varié entre 10 et 20 °C, avec une pointe à 29 °C en octobre, celle de l'eau s'échelonnant entre 10 et 15 °C lors du prélèvement (source : station SOMLIT-Brest, IUEM). Enfin, l'expérimentation se déroulant dans un milieu fermé (environ 120 cl), la solution a pu rapidement atteindre un niveau de saturation limitant les processus, comme nous l'avons en partie montré par les mesures de pH.

4. Les mesures de pH et de température

Des mesures à l'aide d'une électrode combinée de pH à sonde de température intégrée (*MultiLine P4 SenTix 97/T*) ont été réalisées *in vivo*, à la fin de l'expérimentation sur la corrosion littorale, et *in situ*, dans des mares de Kawaihae, au sud du ravin de Honokoa (Honokoa Street), à proximité du site de mesures au M.E.M. La précision de l'instrument est de 0,01 unités pH et de 0,1 °C.

Dans le premier cas, seules les solutions dans lesquelles les échantillons de basalte vacuolaire Aa 5 et Aa 7 étaient immergés temporairement ont été testées en mars 2001, respectivement 4 et près de 8 jours. Les mesures ont été effectuées toutes les demi-heures, puis tous les quarts d'heure, dans la solution acide de l'échantillon Aa 5 (eau distillée) et toutes les 15 minutes pour l'échantillon Aa 7 (eau de mer), avec un intervalle de 5 minutes juste après la pose ou le prélèvement du bloc.

Dans le second cas, une dizaine de mares ont été mesurée toutes les 5 minutes. Ces cavités sont en apparence abiotiques, mais des micro-organismes sont certainement présents, particulièrement dans les mares d'estran. Deux d'entre elles ont été étudiées plus attentivement. Une mare sursalée peu profonde de l'étage supralittoral, pouvant être alimentée durant les tempêtes (+ 1,3 m au-dessus du niveau moyen de la mer), a été analysée durant l'après-midi du 3 octobre 2002. La concentration en sels y très importante, une partie d'entre eux ayant cristallisé (photo 114). Une série de mesures a également été réalisée durant la journée du 4 octobre 2002, sur plus de onze heures, dans une mare en position médiolittorale supérieure (+ 0,7 m au-dessus du niveau moyen de la mer) de 20 cm de long, 5 à 12 de large et une dizaine de profondeur.

5. Les mesures morphométriques de taffonis sur les dépôts de tempête

Les taffonis constituent des marqueurs de l'efficacité de la corrosion littorale. Les blocs de tempête ou de tsunami, fréquents sur le littoral de l'île d'Hawaï, possèdent souvent des taffonis bien marqués. Pour mieux appréhender le rôle des conditions climatiques, mais également pétrographiques, dans l'individualisation de ces formes d'alvéolisation, neuf sites possédant des blocs taffonisés en haut de plate-forme ont été retenus. Sur chacun d'entre eux, 100 blocs, choisis de manière aléatoire, ont été analysés. Ont été relevés le stade d'évolution dominant des taffonis, la taille des blocs (supérieur ou inférieur à 1 m de grande longueur) et le type de roche (basalte à faciès gris et à faciès noir). Les résultats de cette étude sont présentés sur la figure 126.

Malgré les limites de la méthode (représentativité des blocs analysés, subjectivité dans le choix du stade d'évolution et du faciès pétrographique) et le nombre réduit de sites

étudiés, certaines observations ont pu néanmoins être faites, sans que les corrélations soient claires.



Photo 114 : Mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae

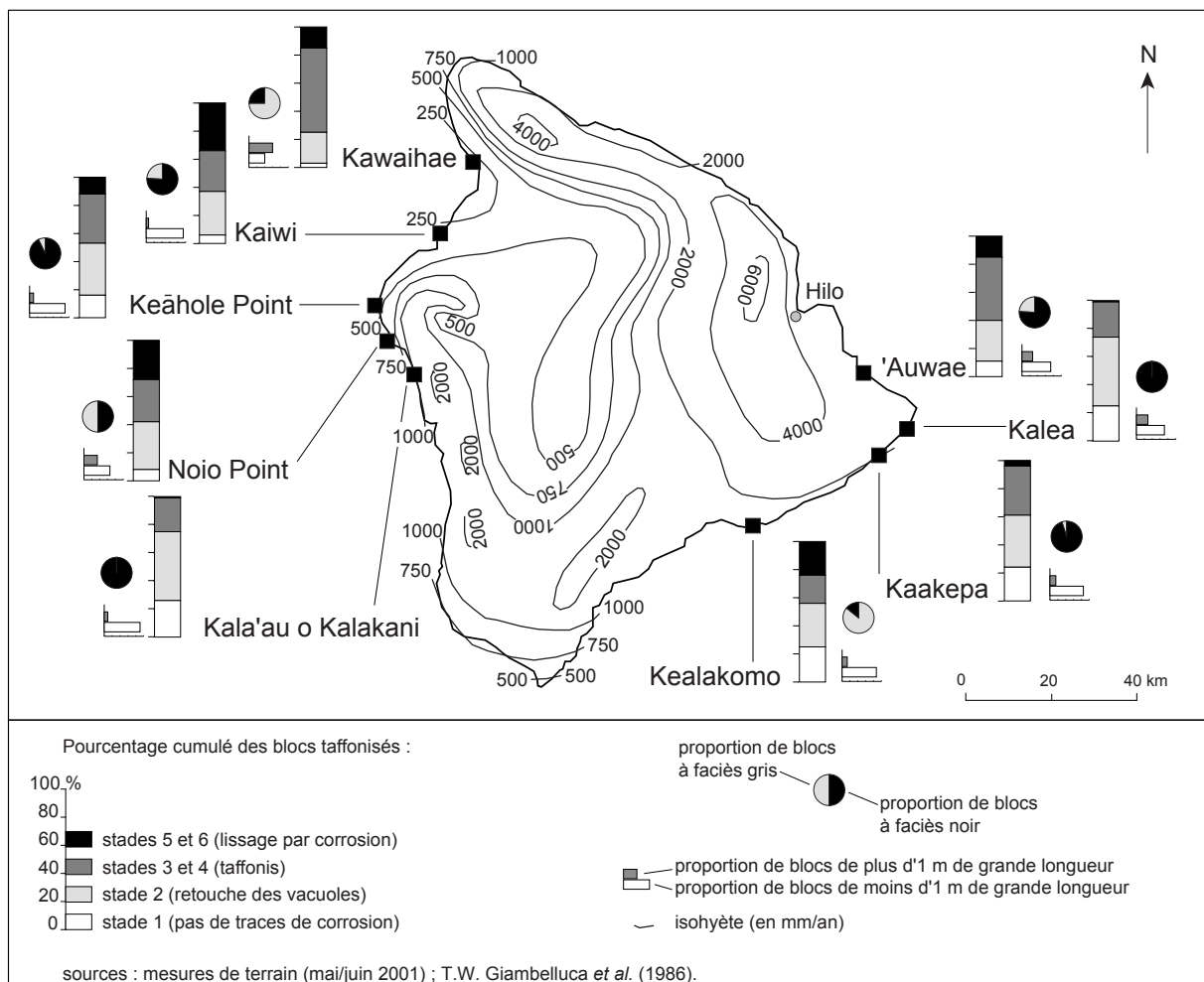


Figure 126 : Résultats des comptages de blocs de tempête taffonisés

B. La vitesse de façonnement des formes de détail

Ponctuellement, les processus de corrosion littorale, d'abrasion ou de délogement de blocs entraînent le surcreusement de la roche, façonnant des cavités. Lorsque les conditions sont idéales, leur genèse peut être rapide, comme en témoignent les formes dont la durée d'évolution a pu être estimée et les mesures de micro-érosion réalisées.

1. La vitesse de formation des formes d'alvéolisation

Il est difficile de connaître l'année durant laquelle la forme d'alvéolisation s'est initiée. La datation des roches volcaniques permet néanmoins d'avoir un certain nombre de jalons utiles pour estimer la vitesse de progression de ces formes. Comme les mesures de micro-érosion réalisées sur certains sites, les calculs ne peuvent donner qu'un état des lieux localisé et sont difficilement transposables sur les autres sites.

a) Estimation à partir des mesures morphométriques

Des taffonis bien formés s'observent sur les falaises taillées dans des coulées de seulement quelques centaines d'années au sud du Kīlauea fortement soumises à l'aspersion des embruns. L'alvéolisation, qui excave parfois la roche sur près de 5 cm, a donc pu se réaliser à un rythme de l'ordre de 0,3 à 2 mm par an, en estimant le temps de retour des éboulements sur la falaise entre plusieurs décennies et plus de 100 ans (*cf.* Deuxième Partie. Chapitre III. Section C.2.b.).

A Hākuma Point, des blocs tombés de la falaise et incorporés aux coulées de lave ayant construit le delta de Kaimū en 1990, sont fortement corrodés uniquement sur leur face au vent. Il est possible que le façonnement des taffonis ait été entamé avant leur chute (abrupt de la falaise), mais, dans le cas inverse, l'alvéolisation atteint une vitesse moyenne de plusieurs millimètres par an. A l'autre extrémité du delta, près de Kalaehiamoe, des blocs déposés par des tempêtes ne possèdent néanmoins que quelques traces de corrosion.

A l'intérieur des tumuli de coulées de quelques dizaines d'années, des nids d'abeilles se transformant en lapiés, profonds généralement de 3-4 cm, mais pouvant atteindre 6 cm de profondeur, se développent, comme à Kahue Point ou Ka'ena Point dans des coulées émises dans les années 1970. La vitesse de la corrosion annuelle est ici de l'ordre du millimètre, mais peut atteindre 2 mm. Sur les plates-formes supralittorales, lorsqu'il n'existe pas d'irrégularités pour favoriser le dépôt des embruns (tumuli, blocs de tempête), la corrosion active qui permet l'abaissement de la plate-forme a surtout été observée sur des

coulées de plus d'un millier d'années. Elle est néanmoins effective sur des coulées plus récentes, opérant quelques retouches discrètes. La coulée de Kapoho datant de 1960 ne présente ainsi que quelques traces de corrosion, avec l'approfondissement de vacuoles ou de diaclases, de l'ordre d'1mm/an au maximum, donnant un aspect localement découpé. Au nord du Cape Kumukahi, la coulée adjacente, émise il y a plusieurs siècles, possède des formes d'alvéolisation plus nettes, de quelques centimètres à 10 cm de profondeur, sur une surface verticale ayant subi des éboulements (pas de calcul possible).

Sur les blocs de tempête ou de tsunami, l'alvéolisation peut également être extrêmement rapide. Ainsi, à Ka'ena Point, Kealakomo, Kaiwi Point (golfe de Kawaihae) et Kaakepa, les blocs recouvrent une coulée de lave datant de respectivement 1972, 1971, 1859 et 1790. Or ces blocs sont parfois fortement corrodés, le stade final 6 étant quelquefois atteint. C'est notamment le cas des blocs entre Ka'ena Point et Kealakomo dont la plupart ont été déposés lors du tsunami de 1975 (cf. Deuxième Partie. Chapitre III. Section A.2.d. et photo 82). La hauteur des pitons ou des parois de taffonis permet d'estimer une vitesse d'alvéolisation comprise entre 0,5 et 2,3 mm par an.

Il est néanmoins possible que des blocs aient été, au moins partiellement, corrodés avant 1975. Certains d'entre eux proviennent ainsi d'un site historique détruit lors du tsunami de 1868 (cf. photo 84). Les taffonis y sont profonds en général de 3 à 5 cm, mais l'alvéolisation s'est parfois effectuée sur 15 cm, soit à une vitesse moyenne de 0,23 à 0,38 mm/an, pouvant atteindre 1,13 mm/an. D'autres prismes viennent de la destruction d'un tumulus par corrosion sur la coulée plus ancienne attenante (cf. photo 83). Il est, en revanche, peu probable que des blocs anciens possédant des taffonis aient été remaniés après un séjour dans l'océan. Une origine bioérosive des dépressions n'est pas plus plausible. Cette hypothèse a été émise par A.G. Dawson et S. Shaozhong (2000) pour des cavités sur des blocs déposés par un tsunami dans l'Algarve, des coquilles de mollusques marins y étant parfois encore observables. Sur les roches volcaniques d'Hawaï, seuls les oursins perforateurs pourraient excaver la roche de façon analogue à certains taffonis, mais la morphologie de détail est trop différente.

De tels blocs de tsunami ou de tempête fortement corrodés ont déjà été décrits dans la littérature. Des méga-blocs de grès calcaire déposés par un tsunami et largement corrodés ont été étudiés sur la côte méridionale des Pouilles, au sud de l'Italie (Mastronuzzi et Sansò, 2000). Les auteurs interprètent les grandes mares de dissolution et les micro-lapiés comme les traces de formes de corrosion antérieures au tsunami de 1456, formées sur la partie distale de la rampe d'érosion qui fut détruite et transportée par la vague. Des formes similaires sont en cours de genèse actuellement dans l'étage inférieur soumis aux embruns. Les méga-blocs n'ont depuis été retouchés que par des formes mineures de corrosion.

b) Estimation à partir des mesures de micro-érosion

Plusieurs sites se situent dans des formes d'alvéolisation. Les stations de Punalu'u et Diamond Head se trouvent dans un lapié et celles de Keāhole Point dans des taffonis taraudant deux blocs de tempête. Les taux d'abaissement annuel sont parmi les plus élevés dans le basalte. Les dépressions du lapié de Punalu'u s'érodent à une vitesse moyenne d'1 mm par an, parfois plus de deux. La partie sus-jacente semble plus résistante à la corrosion (un seul point de mesure avec - 0,01 mm/an). L'inverse est discernable sur le deuxième bloc taffonisé de Keāhole Point où la partie sus-jacente s'abaisse plus rapidement que le creux de la dépression (jusqu'à 0,5 mm/an), celle-ci atteignant peut-être une unité plus résistante. Les mesures se révèlent, par ailleurs, relativement continues (cf. mesure intermédiaire de 2001 sur la figure 121).

c) Comparaison avec d'autres sites dans le monde et d'autres types de roche

Sur certaines roches, l'alvéolisation peut se propager très rapidement. Par exemple, dans les grès de la côte d'Otway (sud-est de l'Australie), elle serait responsable d'environ 10 % du recul de la côte (Gill *et al.*, 1981). Un récapitulatif de toutes les mesures et estimations effectuées sur l'approfondissement des taffonis et nids d'abeilles, réalisé par T. Sunamura (1996), indique une vitesse variant entre 0,6 et 5,2 mm par an. Une étude sur 24 sites dans des roches différentes au Japon complète ce travail (Matsukura et Matsuoka, 1996). Les valeurs s'échelonnent entre 0 et 0,622 mm par an, les vitesses maximales ayant été calculées dans les tufs volcaniques. L'unique site sur roche basaltique montre une érosion annuelle moyenne de seulement 0,021 mm (entre 0,036 et 0,0060 mm), soit des valeurs beaucoup plus faibles que celles relevées à Hawaï. Il est vrai que les taffonis mesurés dans le basalte étaient les plus petits de toute l'étude, avec 10,0 mm de profondeur et 18,5 mm de grand axe (moyenne effectuée sur les dix plus grandes valeurs sur chacun des sites).

Des modèles ont, par ailleurs, été élaborés par certains auteurs pour déterminer la vitesse de formation des taffonis, supposée non linéaire. On peut notamment citer la formule exponentielle de Y. Matsukura et N. Matsuoka (1991)¹⁸ ou celle de T. Sunamura (1996)¹⁹, prenant en compte le décalage entre le début de l'exposition et le début de la formation du taffoni. Ces formules ne peuvent refléter, selon nous, qu'un état très localisé comme le montre la diversité des formes sur une même coulée. L'équation proposée par Y. Matsukura et N. Matsuoka (1996)²⁰ nous paraît plus intéressante car elle utilise un indice de

¹⁸ $D = b_1 (1 - e^{-0,005t})$

où D est la profondeur moyenne des taffonis les plus larges ; b_1 une constante égale à 20,3 ; t l'âge de la surface.

¹⁹ $D = D_c (1 - (t_i / t)^{0,5})$

où D est la profondeur moyenne des taffonis les plus larges ; D_c la profondeur des taffonis au final ; t l'âge de la surface ; t_i le décalage entre le début de l'exposition et le début de la formation du taffoni.

²⁰ $D_d / T = 0,130 \text{ WSI}^{0,648}$

où D_d est la profondeur du taffoni et WSI l'indice de susceptibilité à l'altération.

susceptibilité à l'altération dépendant de la résistance de la roche à la traction, de sa densité et de sa porosité. Ne pouvant calculer cet indice sur nos roches, nous n'avons pu vérifier cette formule qui a été déterminée à partir de mesures effectuées sur des roches différentes.

Les taux mesurés à Hawaï, de l'ordre de 0,3 à 2,3 mm par an, sont en fait très divers selon les conditions environnementales locales et la pétrographie de la roche. Il est donc illusoire d'établir des moyennes, les situations pouvant être très différenciées sur un même site. Il apparaît néanmoins que ces taux sont relativement élevés en comparaison d'autres mesures effectuées dans le monde, ce qui démontre que les roches basaltiques sont sensibles à la corrosion littorale.

2. La vitesse de formation des mares de corrosion

La genèse de mares de corrosion semble plus lente que l'alvéolisation en nids d'abeilles, en taffonis ou en lapiés. Les processus à l'origine de la forme sont, en effet, différents. Les premiers surcreusements par corrosion littorale nets ont été observés sur des coulées de plus de 200 ans à Mākole'a Point (1801), Lililoa (1790) et Waipuku Point (1750, *cf.* photo 93). A l'extrémité est de la plate-forme de Lililoa, des blocs éboulés, issus d'une coulée 'a'a plus ancienne, sont, par exemple, attaqués par la corrosion littorale à partir de grandes vacuoles, façonnant des mares, parfois profondes de 7 cm, qui occupent 10 à 40 % de leur surface, et ce en un peu plus de 200 ans.

Peu de coulées de lave émises entre 1800 et 1950 ont gagné l'océan. En raison de ce manque de jalons, la genèse des mares de corrosion est peut-être plus rapide. Sur les quelques coulées visitées répondant à ce critère (Nānāwale, Miloli'i, 'Ālika, Kīholo à Kaiwi Point), aucune mare de corrosion n'a néanmoins été observée.

Seules trois stations de mesures au M.E.M. se situaient dans des mares de corrosion (station 2 d'Alāla Point et stations 1 et 2 de Honokoa Street, Kawaihae). Dans les deux premiers cas, une accrétion a été mesurée et les taux annuels sont les plus élevés du site, probablement en raison du développement de micro-algues (*cf.* figure 121). La mare supralittorale de Kawaihae est, au contraire, rapidement érodée (jusqu'à - 1,73 ± 0,11 mm/an) en raison de la cristallisation plus fréquente des sels. Cette cavité pourrait d'ailleurs être qualifiée de dépression au sein d'un lapié tant la morphologie en est proche (transition entre les deux formes).

3. La vitesse de formation des formes de bioérosion

Les oursins sont certainement capables de s'installer rapidement sur les promontoires rocheux volcaniques exposés ou dans les mares intertidales lorsque les conditions sont favorables. Dans les mares de la coulée de Kapoho émise en 1960, les oursins présents n'avaient pas encore formé de logettes. L'âge des coulées les plus récentes sur lesquelles des logettes ont été observées était de plusieurs centaines d'années, les cavités étant fonctionnelles et bien développées, avec plusieurs décimètres de profondeur. La rareté des autres formes de bioérosion n'a pas permis une estimation de leur vitesse de façonnement.

4. La vitesse de l'abrasion

Sur l'île d'Hawaï, on trouve les cavités d'abrasion sur des coulées datant de plusieurs centaines à plusieurs millions d'années. Le dépavage et le délogement de blocs doivent être suffisamment lents pour que l'excavation à l'aide de débris abrasif ait le temps de se développer en quelques centaines d'années. Les marmites sont néanmoins des formes complexes qui ont une évolution fragmentée en fonction de l'évacuation des débris et de l'arrivée de nouveaux outils abrasifs, avec éventuellement emboîtement d'une nouvelle forme. Une forme inactive peut donc devenir active de nouveau. À terme la forme sera fossilisée, la profondeur devenant trop importante pour permettre à nouveau l'érosion en dehors d'événements exceptionnels (Etienne, 1995).

Les mesures de micro-érosion ne sont pas révélatrices de l'évolution des plates-formes volcaniques, particulièrement dans les basaltes diaclasés, tant leur abaissement s'effectue lors d'événement paroxysmaux entraînant le délogement de blocs. Les stations médiolittorales donnent pourtant une photographie, localisée dans le temps et dans l'espace, de l'abaissement de la plate-forme par l'abrasion, mais aussi éventuellement par la météorisation ou la bioérosion. De manière générale, l'érosion mesurée sur ces sites (stations sur fond blanc sur la figure 121) est moindre que dans le domaine supralittoral, le taux étant souvent positif, particulièrement sur le basalte. Cela traduit, le développement de micro-organismes sur le platier lorsque l'abrasion est inexistante. Pourtant, sur certaines plates-formes intertidales (Kōkee Beach Park, Alāla Point) ou sur la partie distale de plus hautes plates-formes (Laupāhoehoe Point, Honolulu Landing), une érosion significative, que nous attribuons à l'abrasion, a été mesurée, de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres à plusieurs millimètres par an. La quatrième station d'Alāla Point se situe en haut de plate-forme et est périodiquement couverte de sable. Lors des mesures de 2001 et de 2002, il a d'ailleurs été nécessaire de dégager la surface de sa couche de sédiments. Cette couverture abrasive explique la vitesse d'érosion annuelle très rapide, de 4,25 mm en moyenne, avec en un point plus de 5 mm, maximum atteint lors de notre étude. À l'inverse, l'accrétion maximum a été relevée sur la plate-forme d'abrasion de Kaimū (station 1), déjà signalée

auparavant, avec $4,26 \pm 0,52$ mm/an pour le seul point significatif qui ait été conservé. La présence de galets qui raclent régulièrement la surface aurait pourtant dû engendrer un abaissement. Les difficultés de mesure et de lecture en raison du jet de rive quasi-permanent expliquent certainement cette incohérence. Par ailleurs, la mesure n'a pu être renouvelée en 2002 en raison d'un cordon de galets en lieu et place du site.

C. La durée d'émersion

La durée d'émersion est un paramètre essentiel dans la morphogenèse des microformes, sur les littoraux volcaniques comme sur d'autres types de côte (Guilcher, 1952, 1953). Elle est responsable de l'étagement des formes, des processus et de leur intensité. Dans un milieu microtidal comme celui de l'archipel d'Hawaï, il est *a priori* moins visible sur l'estran s.s., mais l'environnement océanique turbulent et les alizés ou la brise marine permettent l'extension des paquets de mer et des embruns loin à l'intérieur des terres.

1. L'étage infralittoral

a) Les processus en jeu

Le domaine infralittoral, en permanence immergé, n'a pu être examiné. L'abrasion par les galets et blocs issus du démantèlement de la falaise efface progressivement les formes façonnées en domaine intertidal ou supralittoral sur la plate-forme, avant son ennoisement par l'élévation du niveau relatif de la mer.

Les organismes vivants participent également au modelage de la falaise et de la plate-forme sous l'océan. Nous n'avons pas étudié en détail les processus, mais on peut notamment citer l'action perforatrice des oursins qui taraudent les basaltes et les tufs.

L'absence de dessiccation empêche les processus physico-chimiques et seules les réactions chimiques peuvent éventuellement participer à la morphogenèse en fragilisant la roche, favorisant ainsi son abrasion ou son excavation biologique. On peut néanmoins mettre en doute son efficacité dans l'eau de mer.

b) Résultat de l'expérimentation sur les échantillons en immersion continue

Nos expérimentation semble montrer une érosion des échantillons en constante immersion d'eau de mer (protocole P1), même si celle-ci est infime et que la dessiccation avant la pesée peut être responsable d'une partie de la perte de poids (*cf.* figure 125). La corrosion est légèrement inférieure à celle obtenue avec des rythmes d'immersions alternées pour le basalte tholéitique vacuolaire (Aa), la différence correspondant à l'absence d'haloclastie. Des expérimentation avec des échantillons de calcaire avaient déjà montré une érosion moindre lorsqu'ils étaient en immersion continue (Dalongeville *et al.*, 1994). Par contre, pour la basanite à néphéline (Ca), la mise en solution des feldspathoïdes compense l'absence de *Salzsprengung*, les échantillons soumis au protocole P1 ayant perdu plus de poids que ceux assujettis au protocole P2 ou P3 (rythmes alternés) lors de toutes les mesures intermédiaires, leur érosion ayant stagné lors du dernier quart de l'expérimentation par rapport aux blocs exposés à P3. Ceci explique qu'en domaine intertidal, et certainement infralittoral, la coulée de Kalama à Wāwāmalu, où a été prélevée cette roche en domaine supralittoral, soit totalement trouée, les cristaux de néphéline ayant tous été mis en solution.

L'érosion dans l'eau de mer est toutefois moindre que dans l'eau distillée pour les échantillons de roche Aa (*cf.* figure 134). Selon J. Joly (1901), l'eau de mer dissout pourtant trois fois la quantité dissoute par l'eau douce pour les basaltes. Le maintien de sels, malgré les rinçages successifs, dans les échantillons plongés dans l'eau de mer est en partie responsable de cette différence d'érosion minime (- 0,85 % du poids contre - 0,67 % du poids au final). Le pH acide de la solution engendre également des réactions chimiques différentes (*cf. infra*).

Les mesures de pH lors de l'expérimentation indiquent d'ailleurs des variations qui peuvent être attribuées à des réactions chimiques dans la solution. Nous analyserons ces résultats dans la prochaine sous-section consacrée au domaine médiolittoral, l'échantillon ayant été tour à tour émergé et immergé afin de modéliser les alternances d'humectation et de dessiccation de cet étage.

2. L'étage médiolittoral

Il correspond théoriquement à l'estran s.s., des basses mers de vive eau aux hautes mers de vive eau. En réalité, sur les côtes battues de l'archipel d'Hawaï, les vagues déferlantes humectent en permanence la roche située au-dessus de ce seuil, des portions de l'étage infralittoral pouvant également être mises à jour dans le creux des vagues. L'amplitude du domaine médiolittoral peut donc être estimée à quelques mètres, alors que le marnage est généralement inférieur à 1 m. A l'instar des biologistes, nous considérerons

également comme médiolittorales les conditions d'immersion de certaines mares situées dans l'étage supralittoral.

Les conditions environnementales sont particulièrement propices au délogement de blocs lors des tempêtes et à la bioérosion par les oursins dans la partie inférieure de l'étage ou par les mollusques gastéropodes, essentiellement dans sa partie supérieure. Les formes d'abrasion ne sont pas non plus absentes du domaine médiolittoral. Aucune étude spécifique n'a été menée sur ces processus dans le cadre de cette thèse. Nous ne compléterons donc pas les observations naturalistes développées dans le précédent chapitre. On s'attachera donc ici à démontrer l'étagement de la corrosion littorale, qui peut d'ailleurs préparer la roche à l'un des processus d'ablation cités auparavant (*cf.* photo 115).

a) Apports des mesures de pH et de température sur les processus d'altération chimique dans l'environnement médiolittoral des mares

1 – Les conditions environnementales contrastées des mares selon leur position longitudinale

La température des mares étudiées à Kawaihae, comprise entre 24,0 et 26,2 °C, était, en début de matinée, légèrement inférieure à celle de la surface de l'océan (26,9 °C). En milieu de journée, les mares s'étaient réchauffées plus vite que la surface océanique, surtout lorsque la contenance était faible, avec une température variant entre 30 et 40 °C, contre 27,6 °C sur la nappe d'eau libre.

Le pH des mares est toujours légèrement basique, compris entre 7,65 et 8,65. La valeur dépend de la température de l'eau, de l'activité photosynthétique des micro-algues et de l'alimentation en eau de mer. L'eau de mer a, en effet, un pH relativement élevé, mesuré entre 8,39 et 8,49. La mare médiolittorale étudiée plus en détail connaît un spectre de variation plus important que les mesures obtenues sur les dix autres cavités, le pH étant passé de 8,76 à 7,51 en un peu moins de six heures (*cf.* figure 129b).

La salinité est très importante dans l'étage supralittoral, généralement supérieure à 70, seuil maximal de mesure de la sonde, de l'ordre de 35 à 39 lorsque les mares sont périodiquement alimentées d'eau de mer, dont la salinité moyenne est de 34,9 dans le golfe de Kawaihae ($S = 33,4$ au moment de la mesure).

Les mares en position médiolittorale, ré-alimentées par les paquets de mer ou la marée, ont un pH plus alcalin que celles de l'étage supralittoral. L'acidité n'est cependant jamais très élevée, une petite mare contenant peu d'eau et une croûte de sels n'ayant un pH minimal que de 7,65, en milieu de journée. Entre les deux relevés effectués, en milieu de journée et en tout début de matinée le lendemain, le pH a augmenté dans les mares



Photo 115 : Etagement des formes par l'abrasion d'anciens lapiés au sud du ravin de Honokoa (Kawaihae)

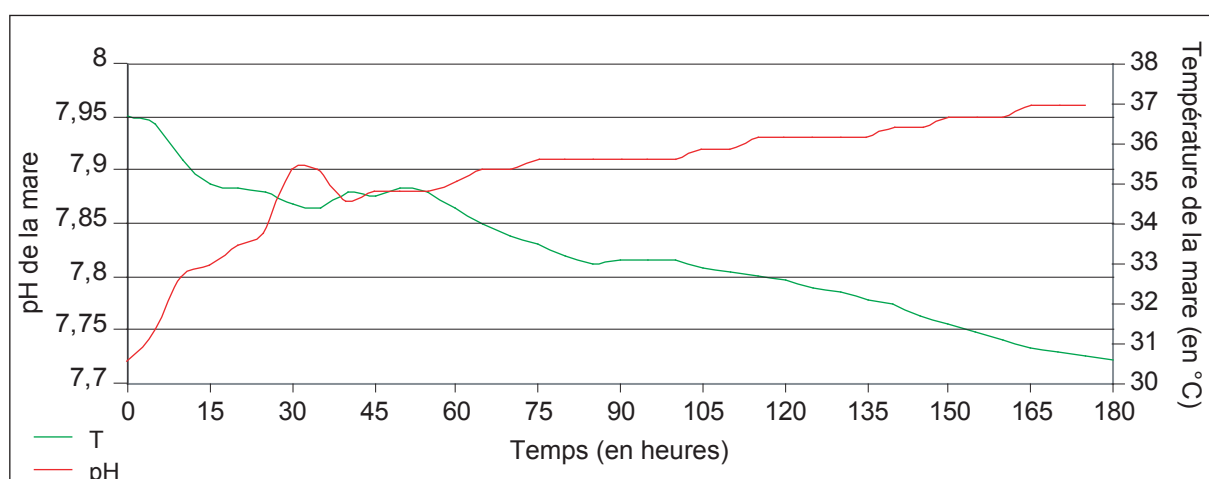


Figure 127 : Mesures de la température et du pH de la mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae

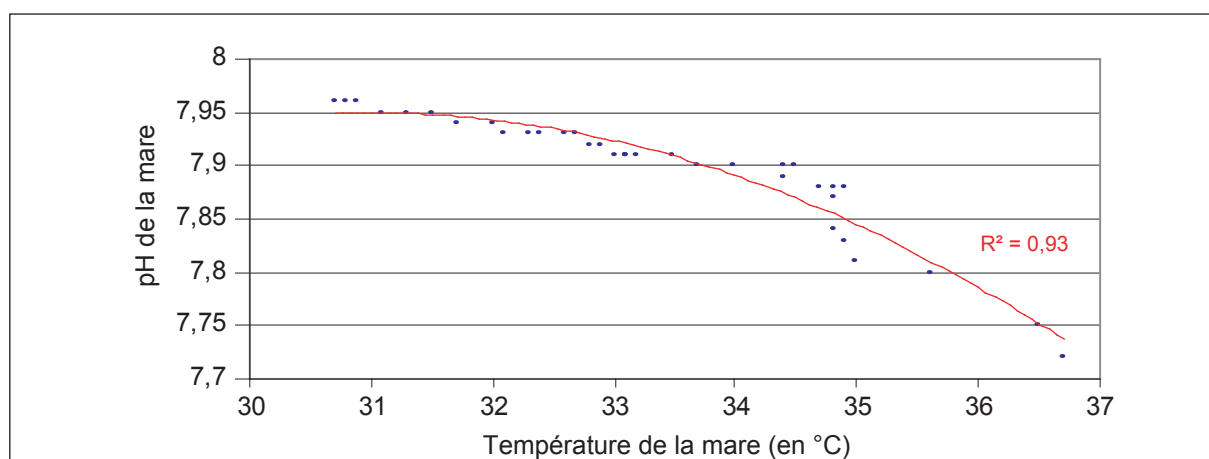


Figure 128 : Relation entre la température et le pH dans la mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae

supralittorales et diminué dans les cavités intertidales, réduisant les contrastes. Pour expliquer cette évolution, on peut avancer l'hypothèse d'une faible activité biologique la nuit n'ayant pas permis la diminution du pH par respiration dans le premier cas. Dans le second, les organismes vivants sont certainement plus nombreux et ont pu utiliser l'oxygène présent dans l'eau. L'activité photosynthétique diurne avait certainement augmenté le pH dans un premier temps dans ces mares d'estran.

Pour mieux comprendre ces phénomènes complexes de variation du pH, nous avons étudié plus précisément deux mares dans le même secteur.

2 – Evolution de la mare sur-salée supralittorale

Les mesures effectuées durant un après-midi montrent une augmentation quasi continue du pH et une diminution de la température en raison de l'insolation déclinante (figure 127). Malgré la concentration en sels très importante (*cf.* photo 114), cette mare est certainement colonisée par des organismes vivants. L'activité photosynthétique diurne pourrait donc expliquer l'augmentation du pH par la libération d'oxygène. L'activité biologique est néanmoins réduite puisque le pH n'a pas diminué durant la nuit suivante (pH de 8,30 le lendemain à 8h10 dans une eau à 25,0 °C), prouvant la faiblesse de l'utilisation de l'oxygène pour la respiration. Le pH a probablement continué à s'élever lentement au cours de la journée suivante, atteignant 8,35 dans une eau à 26,1 °C à 19h20.

La présence de micro-organismes n'explique donc pas à elle-seule l'augmentation du pH. La relation entre la température de l'eau et son pH est très nette (figure 128), même si le lien de causalité n'est pas automatique. Il est d'ailleurs difficile de l'expliquer. La diminution de la température permet la cristallisation des sels (baisse de leur solubilité), ce qui peut jouer sur leur hydrolyse, l'éventuelle activité biologique ou les processus d'altération et augmenter ainsi la libération de bases. L'hydrolyse, des sels ou de la roche, pourrait notamment être responsable de la brusque élévation du pH à 14h15. Il est néanmoins étonnant que cette augmentation du pH, de seulement 0,06 unités pH, ait été ensuite « digérée », la courbe de remontée du pH reprenant sa course ordinaire.

En définitive, l'interprétation qui peut être faite de la série de mesures sur cette mare à forte salinité consiste en une augmentation lente et progressive du pH en raison de la photosynthèse, de la cristallisation des sels consécutive à la baisse de la température et, éventuellement, de l'hydrolyse des parois de la mare exacerbée par l'environnement saturé en sels. La libération de cations lors de la destruction des minéraux silicatés se produirait ponctuellement participant à l'élévation locale du pH, comme à 14h15 à proximité de la sonde. Les éléments mis en solution sont ensuite dilués dans la nappe d'eau. Cette mare, malgré sa position haute, peut être atteinte par des projections d'eau de mer à marée haute ou lors d'une forte houle. Sa salinité était ainsi descendue à 38,0 le lendemain soir. Les échanges ioniques sont alors différents.

3 – Evolution de la mare alimentée par les paquets de mer

Les résultats présentés sur les figures 129 sont beaucoup plus contrastés que sur la mare supralittorale. La relation entre le pH et la température de l'eau n'est plus observable (figure 130). L'évolution du pH semble être tributaire des apports d'eau de mer, mais pas uniquement.

Alors que la température de l'eau s'élevait jusqu'à la mi-journée (12h15), le pH, en augmentation, a connu trois phases d'accélération, de période et d'amplitude croissante (de 25 à 60 minutes et de 0,06 à 0,27 unité pH). Durant la première, la sonde a été déplacée et remplacée à cinq reprises pour effectuer d'autres mesures (*cf.* figure 129b), ce qui a éventuellement pu induire la variation. N'étant pas présent sur le site (enregistrement automatique), nous ne pouvons affirmer qu'il n'y a pas eu de mouvement de la sonde dans les deux autres cas, mais le faible vent (0 à 0,6 m.s⁻¹ selon la NOAA), le niveau de la mer relativement bas (mi-marée, *cf.* figure 129c), la faible variation de la température (n'indiquant pas de nouveaux apports) et la régularité du phénomène nous font penser à une origine interne à la mare. Comme pour l'augmentation subite remarquée dans la mare supralittorale, le pH retrouve son niveau antérieur, légèrement plus élevé, l'amplitude et la durée de l'épisode étant plus importantes que dans la première mare. La même hypothèse d'une hydrolyse localisée à proximité de la sonde peut être émise. On remarque cependant que lors des deux derniers épisodes, l'augmentation subite du pH coïncide avec la stagnation de la température, le pH chutant lorsque la température augmente de nouveau. Il est difficile de différencier la cause de la conséquence dans ces deux phénomènes.

La diminution de la température de l'eau à la mi-journée ne modifie pas le rythme d'élévation du pH. A 13h40, le pH chute brusquement et la température de l'eau devient inconstante, certainement en raison d'un paquet de mer qui a alimenté la cavité. Trente-cinq minutes plus tard, nous constatons effectivement un possible mouvement de la sonde dans la mare, consécutive à une projection d'eau de mer, celles-ci étant fréquentes à proximité du site. L'une d'elle déplace la sonde à 14h20 qui, une fois remise en place, enregistre un pH plus acide de 0,64 unités pH en raison d'un positionnement différent dans la mare. Après la fluctuation du pH pendant plus d'une heure et demie en raison des projections, le pH augmente de nouveau jusqu'au crépuscule avant de chuter. Ceci prouve l'action de la photosynthèse des micro-organismes dans l'augmentation du pH diurne.

Plusieurs remarques peuvent être faites. Le renouvellement en eau de mer, démontrée par les variations de la température et du pH, s'est réalisé à plusieurs reprises entre 13h40 et 16h30, probablement en raison de vagues plus hautes que la normale puisque la marée était descendante. La salinité de la mare, supérieure à 70 en début de journée, a diminué (36,1 à la fin des mesures). Les projections ont entraîné à chaque fois la baisse du pH, l'eau de mer étant moins basique que l'eau contenue dans cette mare où l'activité biologique avait

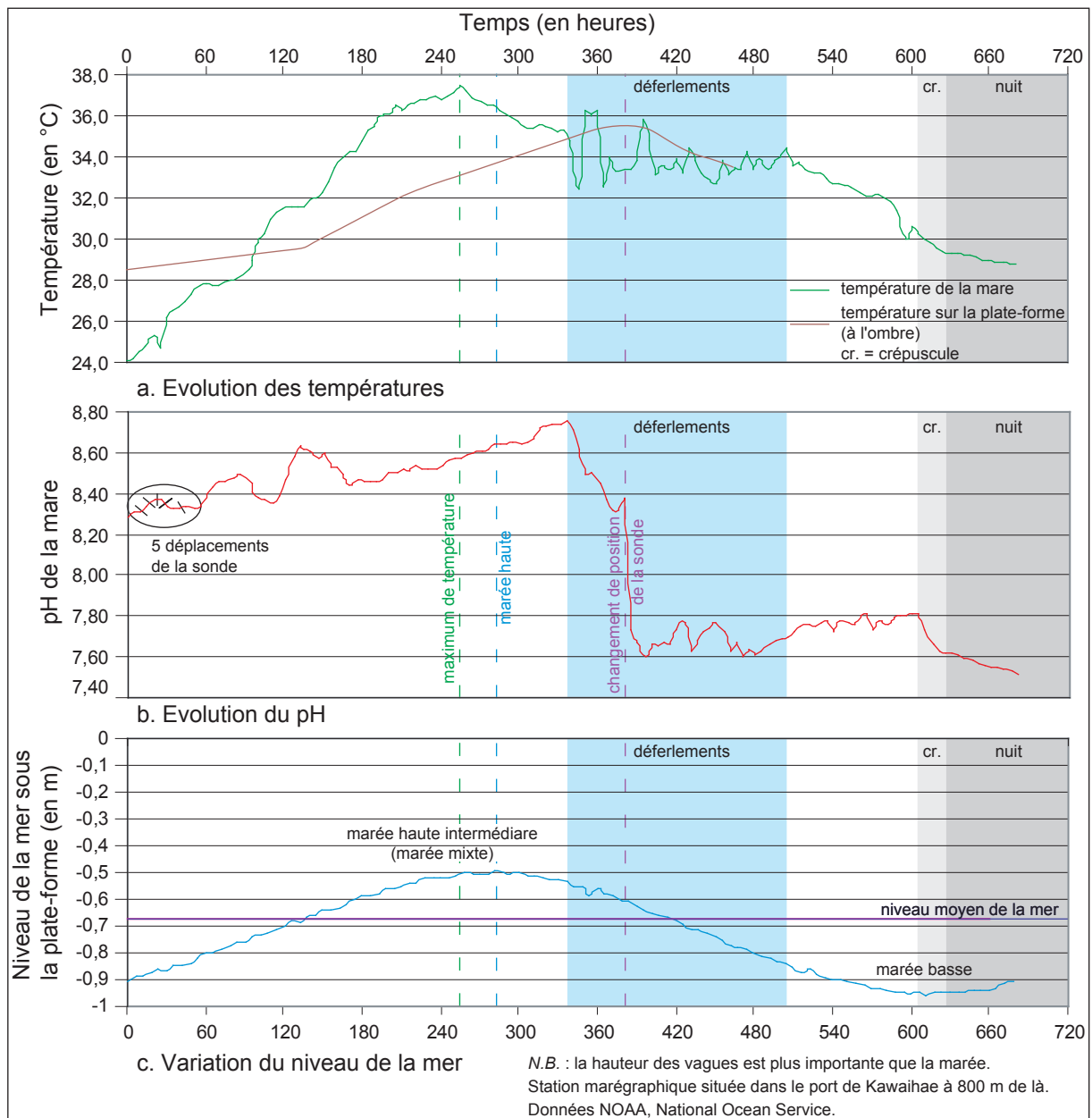


Figure 129 : Mesures de la température et du pH de la mare étudiée à Kawaihae dans l'étage médiolittoral supérieur

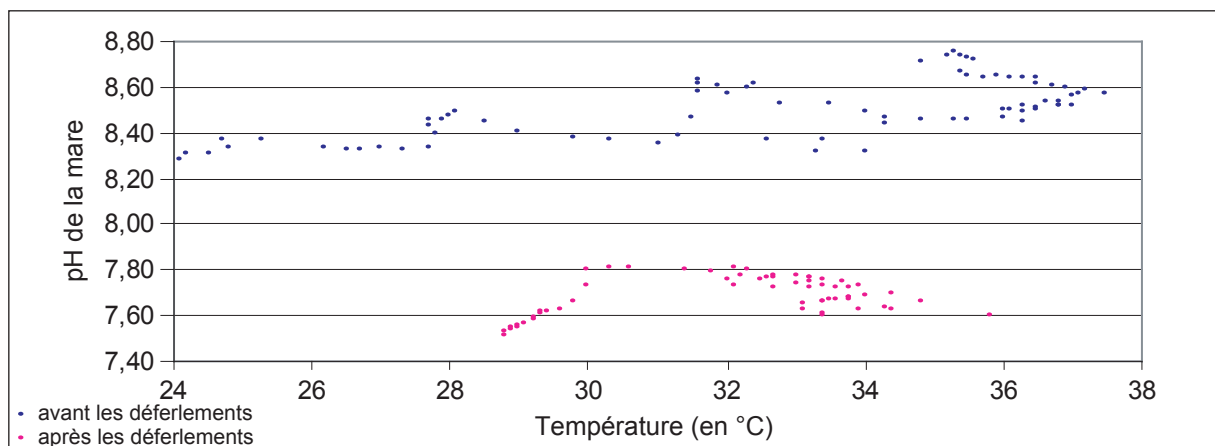


Figure 130 : Relation entre la température et le pH de la mare étudiée à Kawaihae dans l'étage médiolittoral supérieur

augmenté le pH. Le pH de l'eau de mer était particulièrement bas puisqu'il arrive à diminuer un pH d'environ 7,8 dans la mare (cas en fin d'après-midi). Les tourbillons provoqués par l'intrusion de l'eau dans la mare sont également susceptibles de mobiliser une couche d'eau plus acide, car moins oxygénée, au fond de la cavité, diminuant le pH temporairement autour de la sonde.

4 – Résultats des mesures réalisées dans l'eau distillée lors de l'expérimentation

De manière générale, on constate une augmentation du pH au cours de l'expérimentation de 0,4 unités pH, à associer peut-être aux réactions avec l'air libre (figure 131). Dans le détail, cette tendance à s'approcher de la neutralité n'est pas continue car à la plupart des alternances immersion/émersion, le pH diminue rapidement avant de revenir à son niveau antérieur, particulièrement lors de l'émersion de l'échantillon. Il pourrait s'agir d'une réaction avec le nickel oxydé de la pince utilisée pour enlever ou poser l'échantillon. Par ailleurs, lors de la première phase d'immersion, l'augmentation du pH a débuté en même temps que la baisse des températures. L'hypothèse d'une libération de bases, dans ce milieu acide, par hydrolyse des micas ou, éventuellement, des feldspaths ou du verre basaltique, déclenchées par une diminution des températures, peut être émise. Des études expérimentales ont montré qu'en milieu acide, le magnésium était plus aisément libéré que la silice, à l'inverse du milieu alcalin (Lageat, 1987). Les minéraux mafiques, notamment les pyroxènes, ont donc pu être préférentiellement altérés. Les modalités exactes de déclenchement restent néanmoins obscures.

5 – Résultats des mesures réalisées dans l'eau de mer lors de l'expérimentation

Les mesures ont été réalisées pendant plus d'une semaine avec l'échantillon Aa 7 (figure 132). Les changements de pH sont beaucoup plus limités et les conclusions que nous pourrions tirer de cette expérimentation sont donc sujettes à caution. Lors des premières heures d'expérimentation, l'émersion du bloc se traduit par une légère augmentation du pH, avec, lors de la 26^e heure, une faible acidification au moment de la mise en place de l'échantillon, résorbée 5 minutes plus tard (interaction avec la pince en nickel ?). L'absence d'une telle réaction au bout de 48 heures s'explique sans doute par une solution tamponnée, les processus chimiques ayant atteint une valeur d'équilibre.

En fin d'expérimentation, on constate la situation inverse : l'immersion de l'échantillon à la 122^e heure se traduit par une diminution du pH qui s'explique peut-être par l'augmentation de la température de l'eau, malgré l'heure tardive, la roche ayant été chauffée plus rapidement que la solution dans la journée.

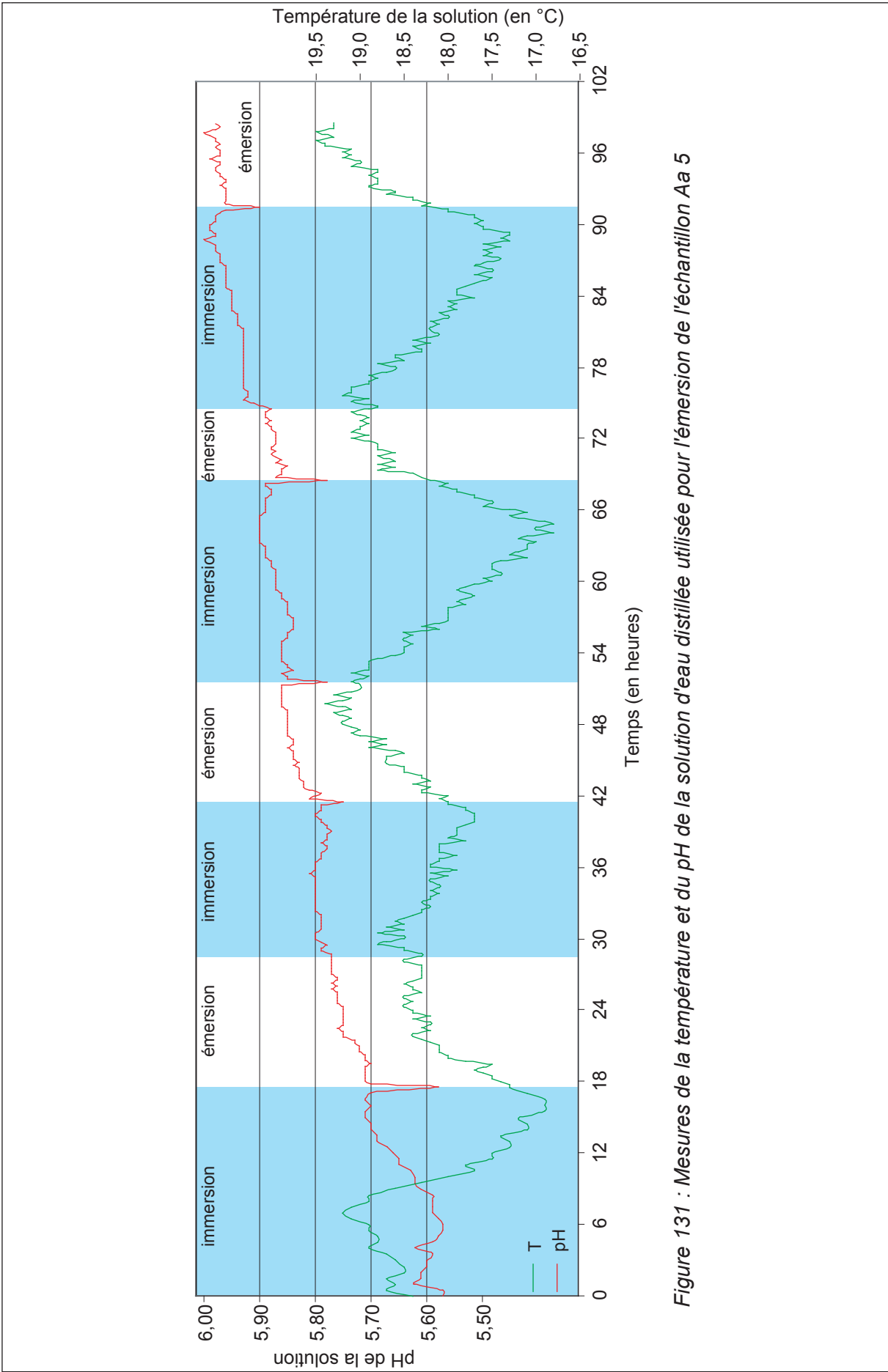


Figure 131 : Mesures de la température et du pH de la solution d'eau distillée utilisée pour l'émersion de l'échantillon Aa 5

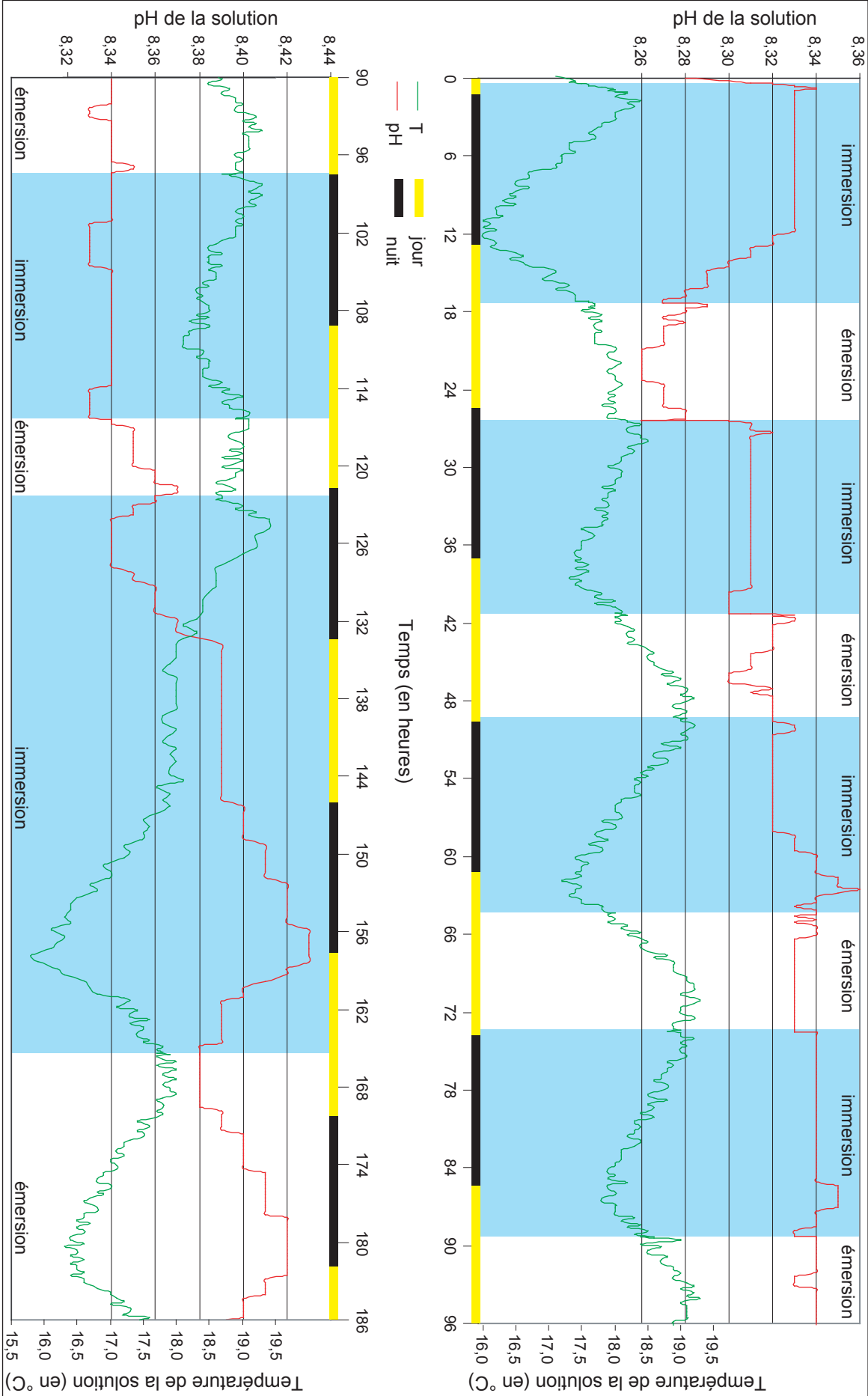


Figure 132 : Mesures de la température et du pH de la solution d'eau de mer utilisée pour l'émergence de l'échantillon Aa 7

Cette légère acidification de la solution lors de l'augmentation des températures en journée se retrouve également en début et en fin d'expérimentation. Elle montre qu'il y a peu d'activité biologique dans la solution malgré la présence de micro-organismes dans l'eau de mer (pas d'exposition directe à la lumière du jour). La baisse du pH est peut-être due à une libération de cations, tels Fe^{2+} ou Fe^{3+} , par oxydation, même si aucune trace de rubéfaction n'a été décelée. L'oxydation de minéraux sulfureux a également été proposée par d'autres auteurs (Lageat, 1987). Faute de connaître la composition chimique du basalte tholéitique utilisé pour l'expérimentation, il est extrêmement difficile de déterminer les réactions chimiques qui pourraient potentiellement se produire. Il est également possible que la libération d'ions H^+ soit consécutive à la dissociation de l'eau de mer, la température s'élevant (Copin-Montégut, 1996).

En revanche, on observe une tendance à la stagnation du pH la nuit en raison de la baisse de la température. En fin d'expérimentation, il y a même augmentation du pH dans cette configuration. Ceci montre de nouveau la faiblesse de la respiration biologique qui, habituellement, diminue le pH par utilisation de l'oxygène. Cette relation est l'inverse de ce que nous avons observé en milieu naturel dans la mare sursalée supralittorale. La libération de bases par hydrolyse des sels de l'eau de mer et éventuellement de la roche quand l'échantillon est présent (souvent le cas) pourrait compenser les effets de l'éventuelle oxydation du fer.

La stagnation du pH entre la 63^e heure et 117^e heure est également difficile à interpréter. Nous avons évoqué la possibilité d'une solution tamponnée (saturation). Dans ce cas, comment expliquer la reprise de l'activité en fin d'expérimentation ? L'amplitude plus importante des températures diurnes est probablement un élément de réponse.

Enfin, l'augmentation du pH, vers la 60^e heure, entre 5h30 et 7h15 du matin, est le seul épisode pouvant s'expliquer par l'activité biologique, même s'il paraît étonnant que celle-ci ne soit effective qu'à l'aube et en début de matinée.

6 – Synthèse sur les variations du pH et leur implication dans les processus chimiques

En définitive, les variations de pH lors des mesures *in situ* ou *in vivo* sont difficilement interprétables en raison des nombreux paramètres pouvant interférer et de la méthode utilisée. Nous ne pouvons raisonner que par suppositions qui n'ont pas la prétention de valoir loi, ces remarques ne constituant d'ailleurs pas le cœur de notre recherche. Il apparaît que les fluctuations du pH sont souvent à corrélérer avec l'activité micro-biologique et les variations de la température de la solution. Ces dernières contrôlent, en effet, la cristallisation ou la dilution des sels dans les mares sursalées, l'efficacité des réactions chimiques et la dissociation de l'eau de mer. Dans le milieu naturel, l'hydrolyse des minéraux silicatés dans les mares par l'eau, jouant le rôle d'acide, pourrait participer à l'élévation du pH en libérant

des cations de manière ponctuelle, en lien avec les variations de la température. Les sels de l'eau de mer peuvent aussi augmenter la dissolution de la silice ou des feldspaths en modifiant le pH (hydrolyse des bases des sels en solution), comme le suggèrent plusieurs auteurs (Joly, 1901 ; Rondeau, 1961 *in* Twidale, 1982 ; Young, 1987). L'oxydation du fer pourrait également se réaliser, du moins en conditions expérimentales. L'apport d'eau de mer par la marée ou les paquets de mer bouleversant totalement les conditions environnementales des mares (températures, pH et activité biologique), il est alors difficile de pouvoir détecter un processus chimique. Aucune réaction n'a pu être mise en évidence la nuit. Il est pourtant peu probable que le rejet de CO₂ par les êtres vivants limite l'altération chimique en raison de la production d'acide carbonique, favorable notamment à l'hydrolyse des plagioclases (Muxart et Birot, 1977). Dans les milieux acides peu oxygénés que pourraient connaître certaines mares supralittorales rarement renouvelées en eau de mer ou le fond des autres mares, les réactions chimiques sont également possibles (*cf.* expérimentation à l'eau distillée).

b) Résultats de l'expérimentation sur les échantillons soumis à des alternances d'humectation et de dessiccation

Si l'altération chimique semble possible dans les milieux confinés des mares et certainement en milieu ouvert, la succession de phases d'humidification et d'assèchement, caractéristique du milieu intertidal, est un facteur décisif dans l'efficacité de ces réactions et celle des processus mécaniques de la météorisation.

1 – Le contrôle de la météorisation par le temps d'émersion

Les différences d'érosion entre les échantillons soumis aux protocoles P2 et P3 sont minimales (figure 133), même si, en général, l'émersion prolongée favorise l'érosion, comme cela avait déjà été noté sur des roches carbonatées (Dalongeville *et al.*, 1994). Les exceptions pourraient s'expliquer par la disparité des échantillons (Cb et E) ou, bien sûr, l'absence d'haloclastie (Aa dans l'eau distillée). Les processus physico-chimiques, *Salzsprengung* mais aussi hydroclastie, compensent donc la durée potentiellement moins longue d'altération chimique. Les écarts sont néanmoins tenus pour plusieurs raisons. La différence entre les deux cycles choisis est peut-être trop étroite, la durée de dessiccation trop courte et la température certainement trop basse pour favoriser les réactions.

2 – L'intervention de l'hydroclastie

Afin notamment de déterminer le rôle de l'haloclastie par rapport à la simple hydroclastie, certains blocs de basalte vacuolaire Aa ont été plongés dans l'eau distillée. Or pratiquement tous ces échantillons ont eu une perte de poids plus importante (figure 134).

Ceci prouve le maintien de sels dans les anfractuosités de la roche malgré le dégorgement de plusieurs heures à plusieurs jours des échantillons avant chaque pesée. Les effets des simples alternances dilatation/contraction de la roche n'ont donc pu être évalués par ce biais. Elles sont peut-être plus efficaces lors du protocole P3 (2/3 du temps en immersion), la différence entre la perte de poids des échantillons plongés dans l'eau distillée et ceux immergés dans l'eau de mer étant moindre.

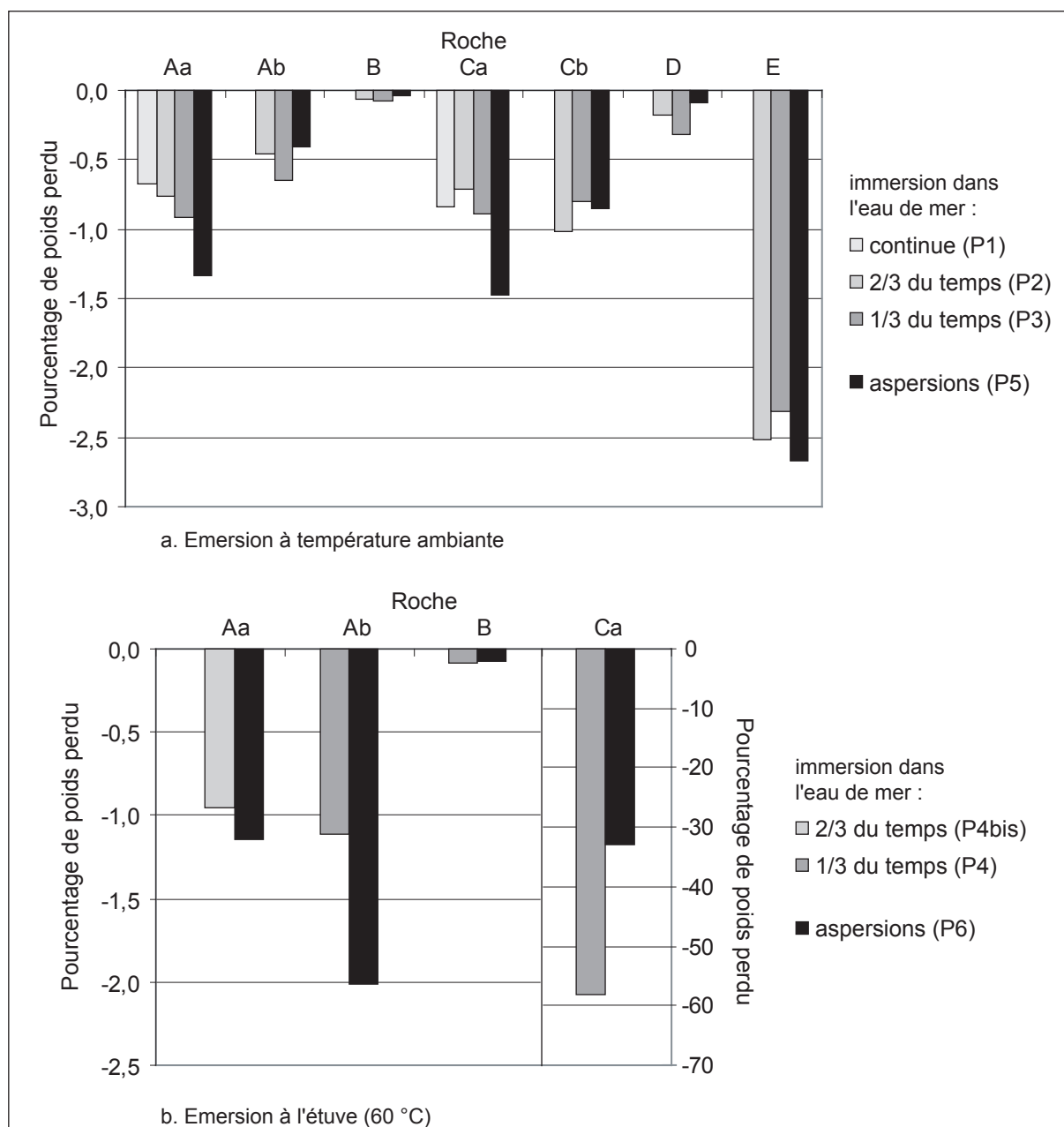


Figure 133 : Comparaison de l'érosion des échantillons selon le temps d'émersion

Le rôle de l'hydroclastie a néanmoins été mis en évidence par l'érosion légèrement supérieure des échantillons plongés dans l'eau distillée lorsque l'émersion s'effectuait à l'étuve (P4bis) plutôt qu'à température ambiante (P2) lors des pesées intermédiaires, les pourcentages finaux étant sensiblement les mêmes (figure 135).

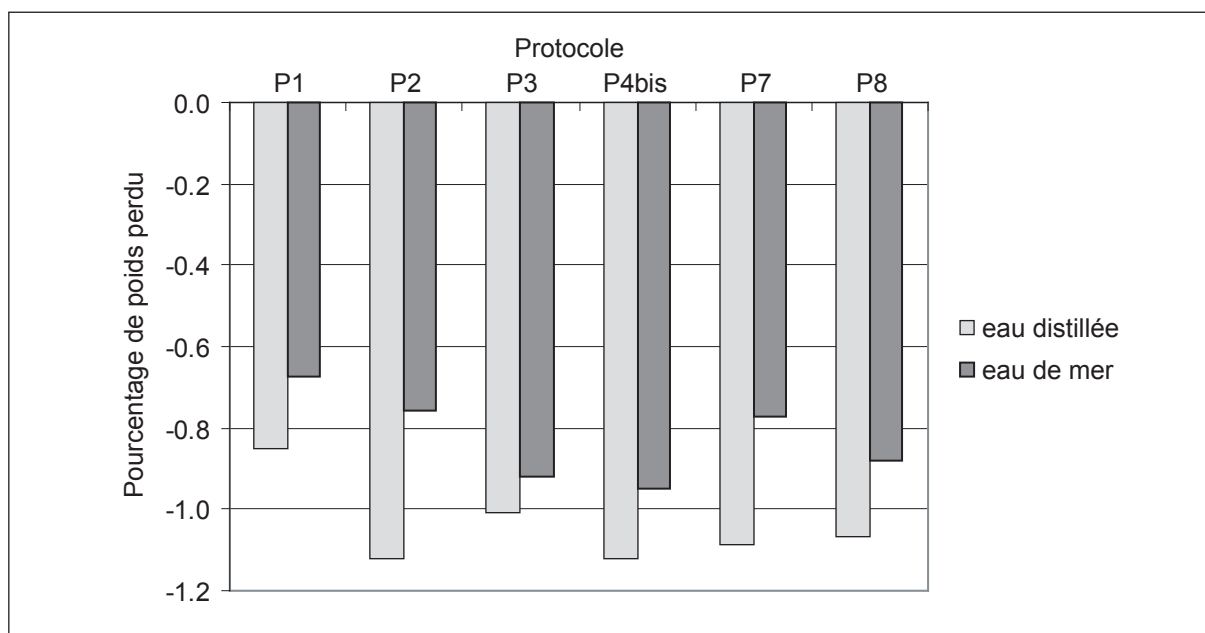


Figure 134 : Comparaison des échantillons de basalte vacuolaire soumis à une solution d'eau distillée ou d'eau de mer

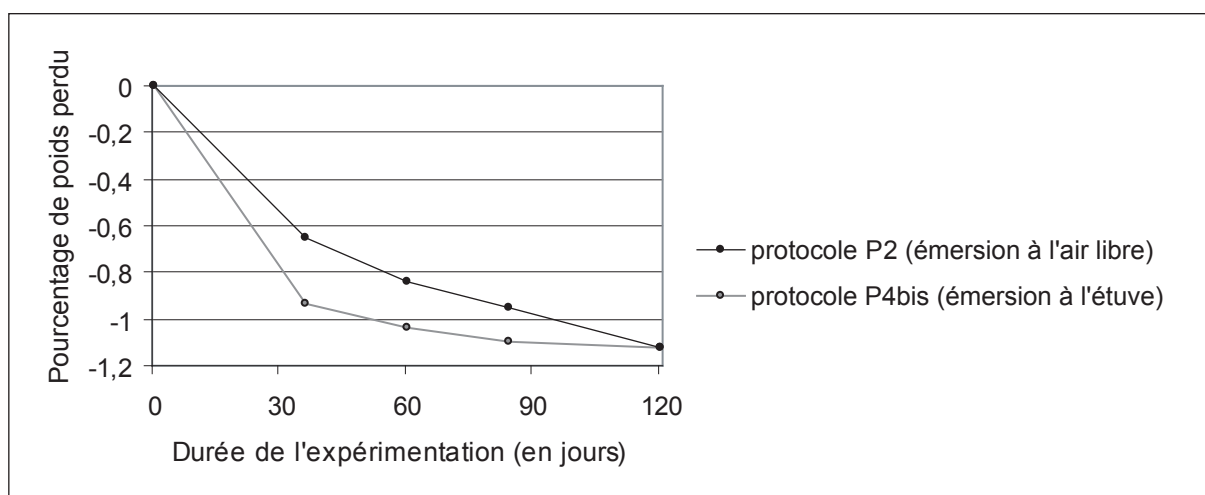


Figure 135 : Evolution de la corrosion des échantillons de basalte vacuolaire immergés deux tiers du temps dans l'eau distillée

3 - L'ascension capillaire

Pour estimer le rôle que pouvait jouer l'ascension capillaire sur les plates-formes dans l'étage médiolittoral supérieur et dans les mares intertidales ou supralittorales, certains échantillons de basalte vacuolaire (Aa) ont été immergés au tiers de leur volume. L'érosion mesurée est bien supérieure au tiers du poids perdu par les échantillons immergés totalement et soumis au même protocole (figure 136). L'érosion est généralement très proche et, dans un cas (immersion pendant un tiers du temps dans l'eau distillée), elle est même légèrement supérieure. Les couples d'échantillons ayant évolué pratiquement tous de

manière hétérogène, parfois de façon très marquée, il est néanmoins difficile de tirer d'autres conclusions que l'efficacité de la remontée de la nappe d'eau par évaporation sur la plate-forme ou dans les mares et de l'infiltration de l'eau à travers les parois entre ces dernières. Les niveaux d'imbibition par capillarité sont donc des secteurs où l'altération de la roche est particulièrement active, pratiquement autant, voire peut-être plus que les portions de roche entièrement immergées.

Protocole	Immersion totale *				Immersion au tiers du volume *				pourcentage de différence
	prot.	n° échant.	perte de poids totale	moyenne	prot.	n° échant.	perte de poids totale	moyenne	
1/3 immergé dans l'eau distillée 2/3 émergé à tempé. ambiante	P3	Aa 9	-1,3029	-1,0061	P7	Aa 21	-1,0436	-1,0891	108,25
		Aa 10	-0,7093			Aa 22	-1,1346		
1/3 immergé dans l'eau de mer 2/3 émergé à tempé. ambiante	P3	Aa 11	-1,2425	-0,9191	P7	Aa 23	-0,7275	-0,7725	84,05
		Aa 12	-0,5956			Aa 24	-0,8174		
2/3 immergé dans l'eau distillée 1/3 émergé à 60 °C	P4bis	Aa 13	-0,7500	-1,1191	P8	Aa 25	-0,8982	-1,0663	95,28
		Aa 14	-1,4882			Aa 26	-1,2344		
2/3 immergé dans l'eau de mer 1/3 émergé à 60 °C	P4bis	Aa 15	-0,6397	-0,9481	P8	Aa 27	-0,3731	-0,8793	92,74
		Aa 16	-1,2565			Aa 28	-1,3855		

* : les poids indiqués sont rapportés au poids de départ (pourcentages)

Figure 136 : Comparaison entre les échantillons immergés totalement et au tiers de leur volume

c) Interprétation sur les processus de corrosion littorale de l'étage médiolittoral sur les roches volcaniques

Les réactions chimiques semblent effectives dans l'eau de mer, l'hydrolyse des minéraux ferro-magnésiens et des plagioclases étant probablement le processus dominant. La destruction des édifices cristallins entraîne la désagrégation granulaire de la roche. Il est possible que ces réactions se concentrent à l'interface entre la nappe d'eau et l'air libre, notamment dans les mares, comme l'atteste l'érosion comparable des échantillons au tiers immergé et des blocs totalement imbibés. L'ascension capillaire par évaporation humecte la roche réchauffée par l'insolation, ce qui peut amplifier les réactions (*cf. infra*). Les micro-organismes, nombreux dans cette portion de la roche, interviennent également dans l'efficacité des processus (bio-corrosion). Ceci expliquerait la tendance à l'élargissement plus rapide des mares par rapport à leur approfondissement, donnant des cavités souvent à fond plat, possédant parfois un léger encorbellement, notamment lorsqu'elles sont de petite taille. La structure primaire de la roche, par ses anfractuosités, contrôle la stagnation de l'eau dans les dépressions de la plate-forme intertidale lorsque la marée est descendante ou, plus souvent, lorsque les paquets de mer cessent leur action.

L'haloclastie participe à la météorisation de la roche dans la tranche humectée par imbibition au-dessus du niveau de l'eau dans la mare ou même sur la plate-forme. Ainsi, les échantillons les plus souvent astreints à la dessiccation sont plus érodés, le temps

d'émersion contrôlant l'efficacité de la cristallisation des sels. Sur le pourtour de certaines cavités soumises à un assèchement fréquent, des vermiculations témoignent de son efficacité, notamment dans les tufs. Dans les mares sursaturées en sels (milieux confinés), la cristallisation est plus rapide et les cristaux plus gros, ce qui augmente le pouvoir corrosif de la *Salzsprengung* (Trenhaile, 1987). Des nids d'abeilles se développent également dans la partie supérieure de l'estran, à la faveur de ruptures de pente notamment (évaporation plus rapide). La simple hydroclastie est un processus qui est également actif dans le domaine intertidal, son gradient d'efficacité participe à l'étagement des formes de corrosion.

3. L'étage supralittoral

Dans le domaine supralittoral, la répétition des phases d'humectation/dessiccation par les embruns favorise les processus physico-chimiques par rapport aux cycles plus long de l'étage médiolittoral, comme l'avait déjà proposé C.K. Wentworth (1938). Les processus d'abrasion, de délogement et de macro-bioérosion sont ici marginaux, sauf en conditions paroxysmales.

a) Résultats de l'expérimentation sur les échantillons soumis à des aspersions

Les échantillons exposés aux protocoles P5 et P6 ont été humectés de 10 ml d'eau de mer, en moyenne toutes les 22 heures, afin de modéliser l'impact des embruns sur la roche. Globalement l'érosion par haloclastie mesurée lors des aspersions est légèrement supérieure, que la température d'émersion soit basse ou haute (*cf.* figure 133). En raison de l'émiettement de la roche Ca lors de conditions d'émersion à 60 °C, la différence dans le pourcentage d'érosion n'est pas représentative. Seuls les échantillons de roche Ab, B et D répondent différemment et ont perdu moins de poids lors de l'aspersion, en raison de leurs caractéristiques pétrographiques (*cf.* Chapitre III. Section B.2.a.). Les différences sont parfois minimales à température ambiante, probablement en raison de l'aspersion trop fréquente des échantillons, les sels n'ayant pas toujours eu le temps de cristalliser.

b) L'évolution des mesures de l'expérimentation au cours du temps : implication sur les modalités d'action de l'haloclastie

Il a souvent été remarqué lors d'expérimentation sur les processus d'érosion un « traumatisme initial » de l'échantillon. En effet, le débitage en blocs de la roche accélère, dans un premier temps, les processus lorsqu'ils sont mis en solution, la vitesse ralentissant une fois la couche meurtrie totalement mobilisée (Trudgill, 1977 ; Lageat, 1987). Pourtant,

lors de notre expérimentation, l'érosion a généralement été la plus rapide lors de la seconde phase de l'expérimentation, durant les cycles 4 et 5, entre le 36^e et 60^e jour (figure 137). Seuls 12 échantillons sur 88 ont connu une diminution du rythme d'altération à la fin de la première période, le double ayant eu une érosion continue jusqu'à la moitié de l'expérimentation avant une phase de décélération. Il s'agit notamment des blocs plongés dans l'eau distillée, de la plupart des échantillons Aa ou de ceux pour lesquels l'ascension capillaire était testée. L'accélération de la corrosion entre les cycles 4 et 5 pour les autres échantillons, se prolongeant dans quelques cas jusqu'au cycle 7, était particulièrement marquée pour les échantillons soumis aux protocoles d'aspersion P5 et P6, surtout pour les roches les plus fragiles (basanite C et tufs E). L'haloclastie est donc un processus clef dans la compréhension de cette évolution non-linéaire.

Comme le souligne P. Birot (1954), la cassure de la roche lors du calibrage des échantillons donne une surface lisse, sans aspérités, surtout lorsque celle-ci est massive. La cristallisation des sels n'a alors, dans un premier temps, pas de prise pour provoquer la désagrégation granulaire, entraînant un certain retard de l'érosion. Ceci expliquerait que les échantillons macro-poreux de basalte vacuolaire (Aa) aient été parmi les seuls à subir un traumatisme initial et que, de manière générale, l'accélération de la météorisation entre les cycles 4 et 5 ait été plus nette sur les échantillons mis à l'étuve et encore plus sur ceux soumis à l'aspersion (efficacité plus importante de la *Salzsprengung* dans les deux cas).

D'autre part, le départ des sels par dissolution contenus dans les pores de la roche n'étant pas total malgré le dégorgement des échantillons (*cf. supra*), il est possible que, lors du début du cycle 4, une partie des anfractuosités de la roche était déjà remplie de sels. Ceci a facilité ensuite la cristallisation de sels suffisamment gros pour faire éclater la roche, provoquant l'émiettement des basanites à néphéline. La désagrégation granulaire par haloclastie s'est ensuite poursuivie, mais de façon moins rapide en raison de l'élargissement des pores de la roche sur la partie superficielle de l'échantillon.

Pourtant, un fait vient contrecarrer cette hypothèse. Le trempage des échantillons avant leur mise à l'étuve au terme du cycle 5 a duré 20 jours au lieu de quelques dizaines d'heures dans les autres cas. Les processus d'hydrolyse et de dissolution ont alors probablement entraîné la fragilisation de la roche. Le passage à l'étuve a ensuite donné lieu à une désagrégation granulaire de certains échantillons. Ceci n'explique néanmoins pas le fait que les échantillons fortement exposés à l'haloclastie (protocoles d'aspersions) aient été les plus visiblement atteints, ni l'émiettement de certains blocs de basanite à néphéline qui s'est produit durant le cycle et non durant leur immersion prolongée.

La conjonction des trois facteurs est certainement intervenue.

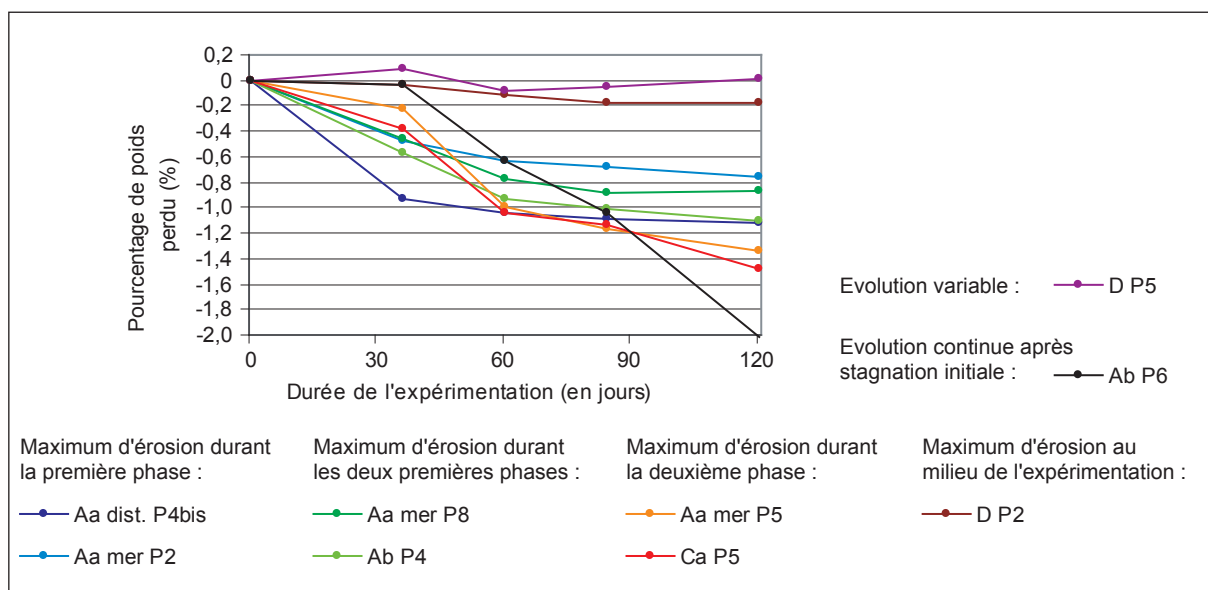


Figure 137 : Evolution de la corrosion lors de l'expérimentation pour quelques échantillons

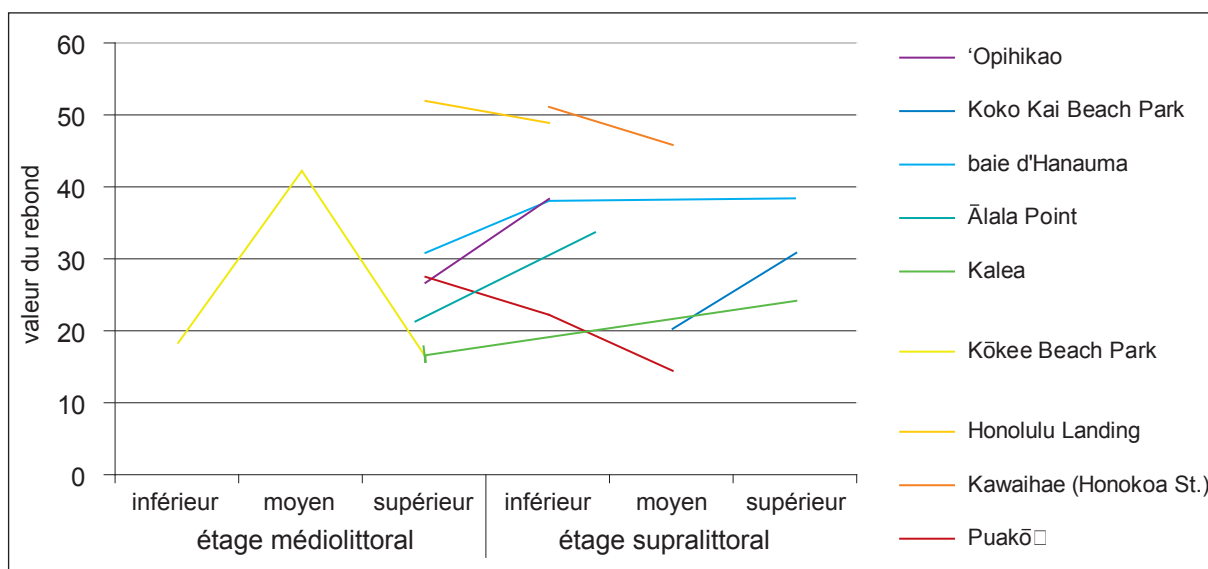


Figure 138 : Variation de la résistance de la roche selon la position sur le littoral

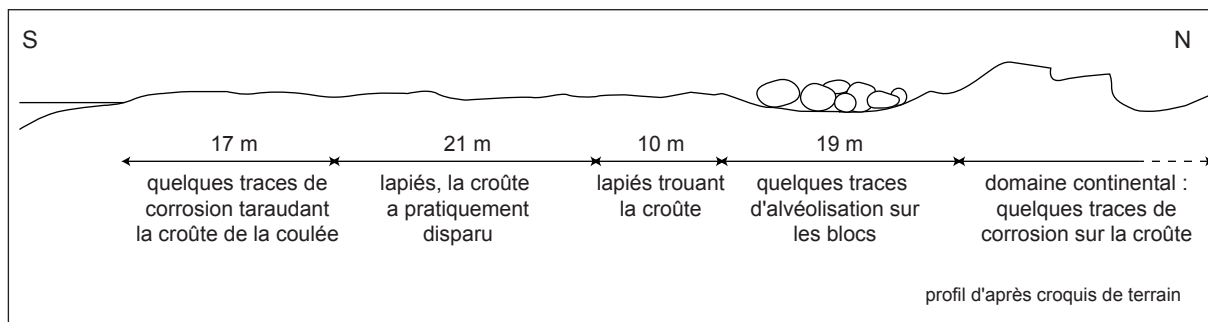


Figure 139 : Etagement des formes de corrosion littorale en fonction de la distance à l'océan en baie de Pawai (Kona Nord)

c) Des mesures sur le terrain dépendant moins nettement du temps d'émersion

L'augmentation de la corrosion littorale selon le temps d'émersion n'est pas aussi lisible avec les mesures de micro-érosion (cf. figure 121). En dépit des faibles taux mesurés, parfois même positifs, l'érosion est généralement plus élevée dans l'étage supralittoral, même si cette remarque était plus affirmée avec les données partielles de 2001 (Marie, 2002c). On peut ainsi signaler les sites de Koko Kai Beach Park (KK), Ka'ena Point (KN), Honolulu Landing (HL) et, de façon moindre, Laupāhoehoe Point (LP) ou Wāwāmalu (WA). Les maximums d'érosion reflètent parfois plus fortement cette tendance, notamment sur le dernier site mentionné.

Sur l'estran ou sur la roche soumise régulièrement aux paquets de mer, le développement algal compense, en effet, l'éventuelle météorisation. Ponctuellement, l'abrasion ou la desquamation d'une plaque, voire la bioérosion, abaisse la plate-forme, engendrant des taux parfois importants à proximité du niveau relatif moyen de la mer ou juste en-dessous (station 1).

Les mesures de résistance de la roche ont, le plus souvent, tendance à augmenter dans le domaine supralittoral (courbes de couleur froide sur la figure 138). La roche plus souvent humectée a une réponse plus faible à la compression. Cela ne suppose en rien un état d'altération plus avancé. En revanche, lorsque la résistance diminue en haut de plate-forme (courbes de couleur chaude), il s'agit probablement d'un ameublissement de la surface par corrosion littorale, même si les mesures au M.E.M. sur les mêmes stations n'indiquent une augmentation de l'abaissement que sur le site d'Honolulu Landing.

d) Interprétation sur les processus de corrosion littorale de l'étage supralittoral sur les roches volcaniques

A la suite de ces différents résultats, on peut faire plusieurs constats. Tout d'abord, l'accentuation de l'érosion constatée de l'étage infralittoral à l'étage supralittoral s'explique par la croissance de la durée de dessiccation. Cette dernière permet, en effet, le renforcement de l'efficacité de l'haloclastie, processus clef dans la morphologie des littoraux volcaniques (Marie, 2002c). Il y a tout lieu de penser que ce gradient lié au temps d'émersion se poursuit dans l'étage supralittoral jusqu'à un certain seuil au-delà duquel la quantité de sels dans les pores de la roche est trop faible pour entraîner sa fragmentation lors de la *Salzsprengung*. Il en résulte un étagement des formes de corrosion littorale (figure 139).

Il n'y a toutefois pas toujours une organisation aussi nette de l'espace. Aucune différence notable n'a ainsi été décelée dans l'agencement et la concentration des formes de

corrosion sur les blocs de tempêtes. Seuls les blocs à proximité ou sur l'estran étaient abrasés sur leur face exposée aux vagues à Noio Point.

Nous avons soulevé dans le chapitre précédent les interrogations concernant les processus à l'origine des formes d'alvéolisation. Il paraît clair que, sur les basaltes et les tufs volcaniques de l'archipel d'Hawaï, l'haloclastie est le processus dominant. D'ailleurs, des sels cristallisés sont parfois visibles dans le creux des taffonis, notamment à Keāhole Point. Du sable fin gris, détaché par la désagrégation granulaire de la roche, tapisse également fréquemment le fond des aspérités. Les cristaux sont même parfois dissociables par le simple effleurement des parois (poussières ou grains millimétriques). De fines plaques de desquamation, quelquefois organisées en feuillets parallèles (pelures d'oignons), démontrent également l'efficacité de la *Salzsprengung*. Toutefois, la présence d'un placage de débris sur le plancher de l'alvéole limite peut-être la météorisation en contrôlant l'humidité (McBride et Picard, 2000) et le dépôt des sels. D'ailleurs, l'étude de W.C. Bradley *et al.* (1978) sur des taffonis granitiques australiens montre que la concentration en sels est deux à treize fois plus importante sur les écailles que sur la roche.

Les processus chimiques peuvent-ils participer à la morphogenèse des formes d'alvéolisation ? Cette question mérite d'être posée tant la quantité d'eau se déposant sur la roche par les embruns est minime. Les paquets de mer abandonnent, néanmoins, de l'eau de mer en plus grande quantité dans les cavités de l'étage supralittoral lors de tempêtes particulièrement violentes. Les conditions ne sont donc pas, *a priori*, favorables, mais l'échauffement plus rapide de l'eau interstitielle et l'environnement sursaturé sont propices aux réactions chimiques qui peuvent fragiliser la roche (hydrolyse du pourtour des minéraux et micro-fissures) et la préparer aux agents de météorisation mécanique. L'évaporation rapide de l'eau mène ensuite à la désagrégation granulaire et à la desquamation pelliculaire par la cristallisation des sels et l'hydratation d'éventuelles argiles de néo-formation, qui restent les vecteurs principaux de l'alvéolisation dans l'étage supralittoral à Hawaï.

A la différence des taffonis et des lapiés, les nids d'abeilles sont plus souvent présents à la limite du domaine médiolittoral, voire dans sa partie supérieure, ce qui corrobore d'autres observations dans le monde (Trenhaile, 1987). Ceci dénote une intervention moindre de l'haloclastie et certainement plus importante des processus d'altération chimiques, l'humidité étant plus facilement retenue dans ces cavités.

Enfin, même si ces formes d'alvéolisation sont le fait de la corrosion littorale, d'éventuelles retouches par abrasion ont pu être apportées lors de tempête, comme en témoigne la présence occasionnelle d'un galet dans l'alvéole, notamment à Keāhole Point.

4. La genèse de plates-formes de corrosion différentielle

Les formes de détail n'ont pas toujours seulement une fonction de retouche, puisqu'elles peuvent marquer fortement de leur empreinte le couple falaise-plate-forme. On peut, par exemple, citer le façonnement de marches d'escalier par le délogement de blocs sur les abrupts côtiers, évolution caractéristique des côtes volcaniques (*cf.* Deuxième Partie. Chapitre II. Section C.1.), ou l'abaissement des plates-formes par abrasion et délogement qui permet la mise en relief de remparts, généralement d'origine structurale (*cf.* même chapitre, Section D.3.b.). Les formes de corrosion modèlent également certaines plates-formes volcaniques en raison de son efficacité différenciée selon le temps d'émersion.

a) Les plates-formes volcaniques à rempart externe dans le monde

La marge externe de la plate-forme, en permanence humectée par les vagues déferlantes, serait préservée de l'altération constituant au fil du temps un rempart (*rampart* ou *rampart zone*) caractéristique (Bartrum, 1935 *in* Cotton, 1963 ; Wentworth, 1938 ; Hills, 1949 ; Bryan et Stephens, 1993). Les plates-formes d'O'ahu façonnées dans des tufs volcaniques ou des basaltes, notamment sur les rivages des cônes de Koko Head et de Koko Crater (*cf.* figure 95), ont été les premières de ce type étudiées en détail (Wentworth, 1938 ; Wentworth et Hoffmeister, 1940). Elles n'ont depuis cessé d'être utilisées comme référence (Bryan et Stephens, 1993), tant le rempart est particulièrement bien marqué (photo 116). Des plates-formes à rempart externe ont également été observées des latitudes subtropicales à équatoriales sur des basaltes et des dolérites (figure 140) . Bien que ces remparts distaux soient caractéristiques des littoraux volcaniques, certaines observations ont été faites dans des roches carbonatées ou gréseuses, notamment à O'ahu (Wentworth, 1938).

Aucune plate-forme à rempart externe n'a été découverte aux hautes latitudes, aussi bien en Islande (Guilcher et Bodéré, 1975) qu'au nord de l'île Sakhaline, dans l'Extrême-Orient russe (Guilcher, 1980), en raison de l'inefficacité de l'haloclastie, en dépit de quelques formes de corrosion mineures. La fréquence des précipitations limite également la corrosion littorale (*cf. infra*), expliquant l'absence de plates-formes de ce type sur les littoraux du Mont Cameroun (Battistini *et al.*, 1983).

Les plates-formes sont toujours situées en position de haute mer ou supralittorales. Elles se rencontrent surtout sur les promontoires rocheux, en position battue (Wentworth, 1938 ; Guilcher et Bodéré, 1975), même si certaines observations ont été faites sur des secteurs de côte protégés des houles du large, comme à Nosy Bé (Madagascar) ou à Tahiti (Guilcher *et al.*, 1962).

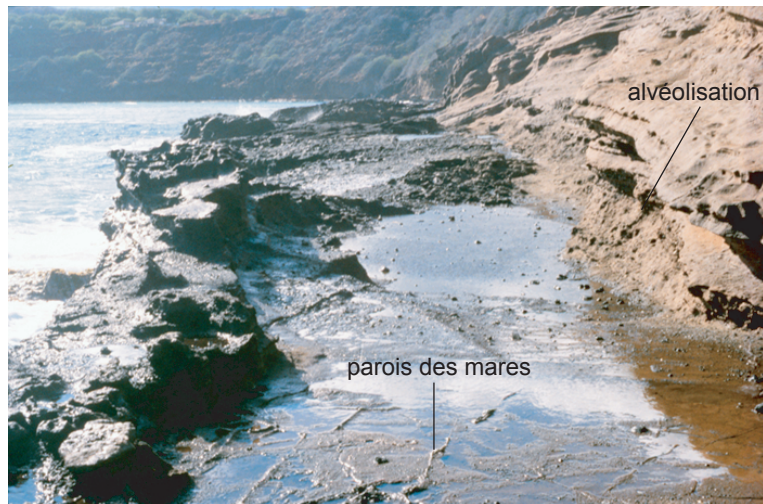


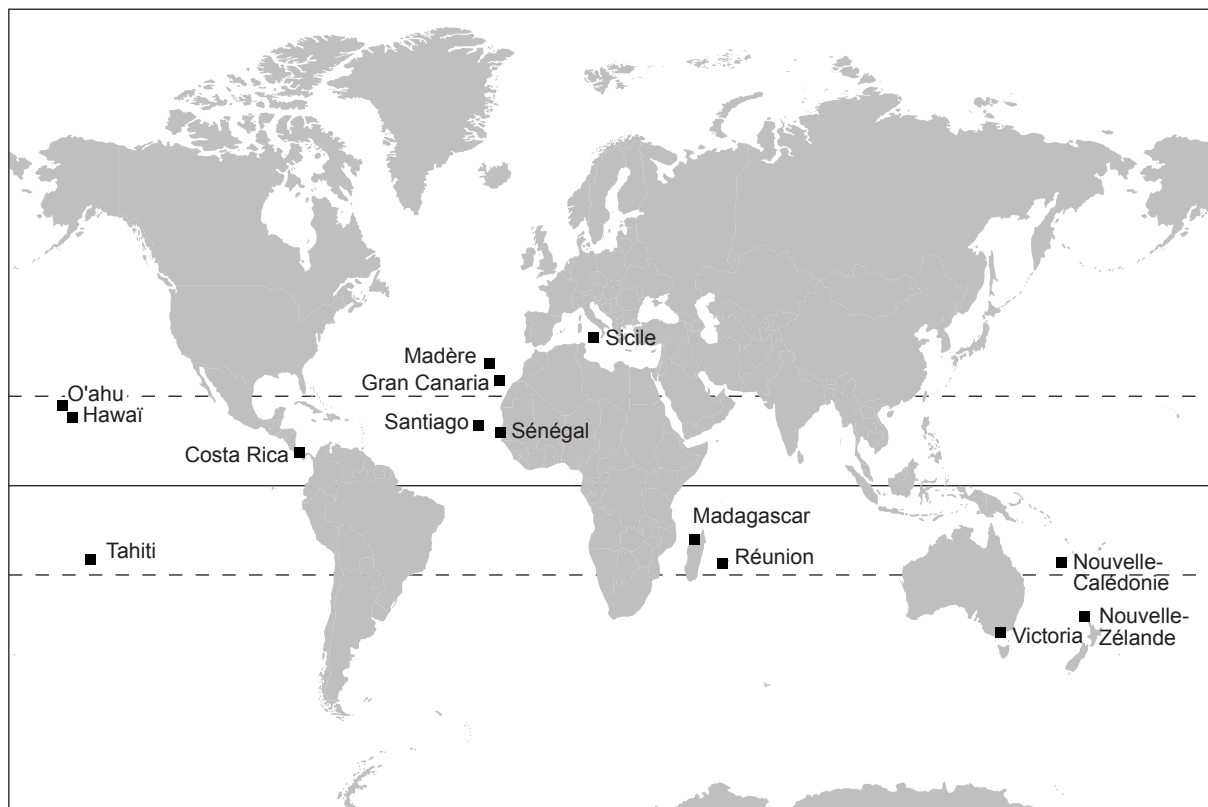
Photo 116 : Plate-forme à rempart externe à l'est de la baie d'Hanauma (O'ahu)



Photo 117 : Marge interne d'un rempart attaqué par l'alvéolisation à l'est de la baie d'Hanauma (O'ahu)



Photo 118 : Aplanissement de la plate-forme à Kahauloa (O'ahu) par désagrégation au niveau des mares



sources : J.A. Bartrum (1935 in Cotton, 1963), C.K. Wentworth (1938), E.S. Hills (1949), A. Guilcher (1954), A. Guilcher *et al.* (1962), I. do Amaral (1974), R. Battistini et J.P. Bergoeing (1983 in Battistini, 1985), R.S. Pomel (1986) et C. Levieux (2001).

Figure 140 : Localisation des plates-formes à rempart externe dans le monde

	rempart	plate-forme	falaise
baie d'Hanauma	30.7 ± 2.5	38.0 ± 4.4	38.2 ± 3.2
Kōkee Beach Park	18.2 ± 3.1	42.3 ± 2.9	16.4 ± 2.1
Ālala Point	21.7 ± 2.7		33.9 ± 2.5
Kalea	15.5 ± 2.5	24.3 ± 3.1	
	17.7 ± 3.0		

Figure 141 : Tableau comparatif des mesures de résistance de la roche sur le rempart externe, la plate-forme et la falaise

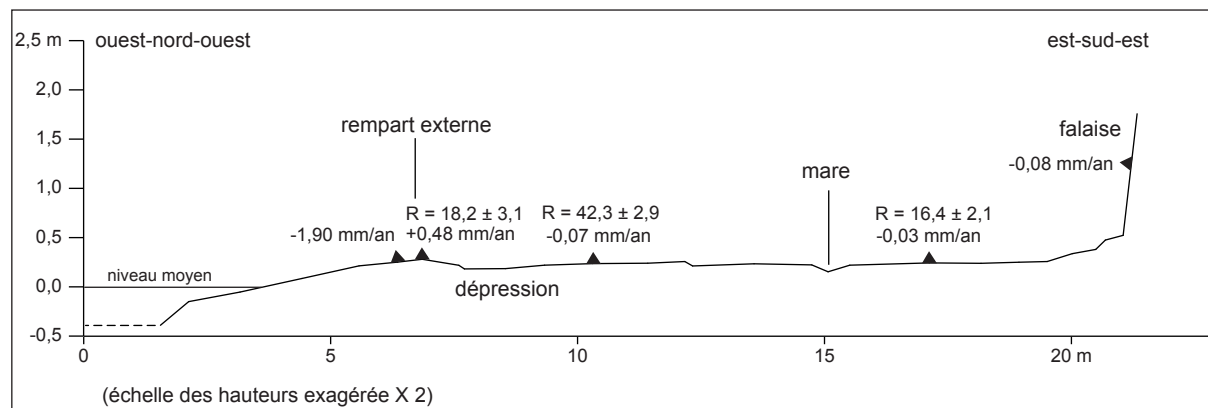


Figure 142 : Profil topographique de la plate-forme à rempart externe peu marqué de Kōkee Beach dans des tufs palagonitiques (O'ahu)

b) La morphologie de détail des plates-formes volcaniques à rempart externe

Les plates-formes peuvent couvrir une grande étendue ou, au contraire, être étroites. A O'ahu, elles ont, par exemple, une superficie variant entre un et plusieurs milliers de m², leur largeur atteignant parfois 75 m. La surface est généralement lisse, composée de mares pelliculaires à fond plat, parfois étagées (Wentworth, 1938 ; Guilcher *et al.*, 1962 ; do Amaral, 1974 ; Guilcher et Bodéré, 1975). La dénivellation peut atteindre 1 m entre deux mares à Nosy Bé (Guilcher *et al.*, 1962), mais elle est généralement centimétrique. De petits reliefs en cours d'alvéolisation, appelés curieusement « inselbergs » par C.A. Cotton (1963), parsèment parfois la plate-forme. Celle-ci est moins lisse dans le détail quand elle se développe sur une coulée 'a'ā, comme dans l'île de Nosy Valiha à Madagascar (Guilcher *et al.*, 1962) ou sur un basalte colonnaire comme à Santiago du Cap Vert (do Amaral, 1974).

Une encoche attribuée à la corrosion littorale a parfois été façonnée sur la falaise interne, notamment à O'ahu (Wentworth, 1938), Nosy Valiha (Guilcher *et al.*, 1962), la Grande Canarie et Madère (Guilcher et Bodéré, 1975). Nous doutons, pour notre part, de l'origine météorique de toutes les encoches sur les falaises d'O'ahu (*cf. infra*). De plus, on observe parfois le long de ces dernières un chenal large de 0,5 à 1 m et profond de plusieurs décimètres, formé probablement par ruissellement et permettant l'évacuation de l'eau.

Le rempart forme généralement une rupture marquée sur la plate-forme, d'un à plusieurs décimètres de commandement, le maximum ayant été atteint à O'ahu, Santiago du Cap Vert et Madère avec 1 m (Wentworth, 1938 ; do Amaral, 1974 ; Guilcher et Bodéré, 1975). Il est souvent criblé d'alvéoles de corrosion sur son revers interne (photo 117) et se poursuit sur sa partie distale par une falaise, pas toujours abrupte, de quelques décimètres à plus d'un mètre (*cf. figure 144*). Le ressaut n'est jamais continu en marge de la plate-forme, ce qui peut témoigner de la non-ubiquité des processus (Cotton, 1963).

c) Les processus à l'origine des plates-formes à rempart externe

La plate-forme est aspergée par les embruns et périodiquement réapprovisionnée en eau de mer par les paquets de mer qui franchissent le rempart, voire, dans certains cas, par la submersion à marée haute de vives eaux à Madagascar, donnant lieu à une croûte de sels à marée basse (Guilcher *et al.*, 1962). On constate souvent à O'ahu un surcreusement en arrière du rempart qui permet la rétention de l'eau, notamment en baie d'Hanauma.

Pour C.K. Wentworth (1938), le processus de base est la désagrégation au niveau des mares (*water-layer weathering*, *cf. Chapitre I. Section A.3.a.*). Ce processus serait effectif, à O'ahu, entre 0,5 et 6 m au-dessus du niveau de la mer, particulièrement là où les alternances humectation/dessiccation sont nombreuses (Wentworth, 1938). Le recouplement

des mares explique le surcreusement observé sur certaines d'entre elles (Wentworth, 1938 ; Guilcher *et al.*, 1962 ; Guilcher et Bodéré, 1975) et engendre progressivement l'abaissement de la plate-forme, les micro-reliefs constituant des témoins de l'ancienne surface. L'approfondissement des mares se fait au même niveau grâce à l'action du vent, permettant le transvasement de l'eau d'une cavité à l'autre (Wentworth, 1938). L'infiltration de l'eau dans la roche favorise également l'aplanissement (photo 118). Le niveau de saturation permanente de la roche, situé au-dessus de la position de la mer à marée haute en raison de la capillarité, coïnciderait avec la surface de nivellement (Cotton, 1963 ; Bryan et Stephens, 1993), comme dans la théorie du « Old Hat » de J.A. Bartrum (1916 *in* Trenhaile, 1987). Comme le font remarquer A. Guilcher et ses co-auteurs (1962, p. 210), « on admet une certaine action abrasive ou nettoyante par endroits, mais (...) cette action doit rester très subordonnée à la corrosion ».

L'extension des embruns et des paquets de mer contrôle l'élévation de la plate-forme. Cela expliquerait les différences d'altitudes entre les plates-formes hautes situées en position exposée, sur les caps, et les plates-formes basses, en fond de baie à O'ahu (Wentworth, 1938 ; Bryan et Stephens, 1993). Selon ces auteurs, le nivellement par décomposition des roches s'effectue à partir du niveau marin actuel, même si C.K. Wentworth reconnaît le rôle joué par d'éventuels hauts niveaux marins.

d) Les plates-formes de corrosion différentielle peu marquées sur les basaltes hawaïens

Aucune des plates-formes à rempart externe observées sur les basaltes de l'île d'Hawaï n'a été façonnée par corrosion différentielle (*cf.* Deuxième Partie. Chapitre II. Section D.3.b.). Les « remparts » sont d'ailleurs souvent de simples contre-pentes. Les plates-formes sont, en effet, taillées dans des matériaux trop récents pour que leur durée d'évolution ait permis un abaissement différentiel, comme cela avait déjà été remarqué sur le littoral du Mont Cameroun (Battistini *et al.*, 1983), et ce malgré la rapidité de l'alvéolisation sous certaines conditions. D'autre part, pour qu'une plate-forme à rempart externe puisse se créer, la surface doit être idéalement située un à quelques mètres au-dessus du niveau des hautes mers pour pouvoir subir l'influence des embruns et des paquets de mer. L'élévation du niveau relatif de la mer provoque leur ennoiment progressif sur les îles volcaniques récentes, ce qui empêche leur façonnement sur le long terme.

A O'ahu, les affleurements de basaltes pléistocènes ou pliocènes sont relativement discrets, la côte étant le plus souvent nappée de sédiments marins, de calcaires d'origine corallienne ou de grès de plage. Des plates-formes à rempart externe ont été reconnues dans les basaltes dits « altérés » (*weathered*) de la région de Lanikai et Kāne'ohe (côte au vent) et sur les deux îlots de Mokulua (Wentworth, 1938). Nous avons parcouru ce secteur, à l'exception d'une des îles de Mokulua, et les formes ne nous ont pas paru notoires, C.K.

Wentmorth soulignant d'ailleurs l'importance capitale de la structure de la roche sur ces côtes. Le rempart en marge de la plate-forme d'Alāla Point (cf. figure 80) est ainsi plus sûrement d'origine structurale, sans que l'on puisse l'affirmer avec certitude. Un chenal au centre de la plate-forme a favorisé sa mise en relief. Par ailleurs, même si les roches ne sont pas fraîches, il paraît difficilement concevable de les qualifier de basaltes altérés.

e) Des mesures sur le terrain peu explicites

Nous n'avons pas constaté de différences texturales ou lithologiques sur les échantillons prélevés sur les plates-formes de la baie d'Hanauma qui pourraient expliquer la présence d'un rempart externe. L'hétérogénéité des lames minces analysées dépend en fait de la couche de tufs où a eu lieu le prélèvement et non de sa position sur la plate-forme. Nous souscrivons tout à fait à la vision d'A. Guilcher *et al.* (1962, p. 239) pour qui « le facteur essentiel (dans la genèse des plates-formes à rempart externe) ne réside pas dans des différenciations lithologiques internes de la roche, mais dans des différences de position par rapport aux agents de corrosion ». Aucune mesure de micro-érosion n'a pu être menée puisque la baie est un site naturel protégé. Les mesures de résistance de la roche au *Schmidt hammer* indiquent une faible différence entre la falaise, la plate-forme en arrière du rempart et le sommet du rempart, cette dernière valeur étant moindre probablement en raison de l'alvéolisation en cours (cf. figure 141).

Sur d'autres plates-formes à « pseudo-rempart », la résistance de la roche de la partie distale est légèrement inférieure au centre de la plate-forme, comme à Alāla Point et à Kalea, probablement en raison d'une roche plus humide (cf. figure 141).

Les calculs d'abaissement et de résistance de la plate-forme de Kōkee Beach Park sont indiqués sur les figures 141 et 142. Les moyennes des mesures au M.E.M. donnent des valeurs quasi-nulles, correspondant en réalité à des taux variant entre + 0,2 et - 0,4 mm/an. Seul le rempart semble évoluer différemment. La marge externe est en nette érosion, avec une valeur minimale de $- 2,73 \pm 0,09$ mm/an pour l'un des points, tandis que le sommet est en accrétion (développement d'algues). Pourtant, les mesures au *Schmidt hammer* à proximité immédiate de ce site indiquent une très faible résistance, équivalente à celle du haut de la plate-forme (valeur du rebond de 16 à 18). Il est néanmoins discutable de parler de filiation entre cette érosion nulle au sommet du rempart, en dépit d'une faible résistance de la roche, et son individualisation. Les lames minces n'indiquent pas de différences texturales entre les tufs du rempart et ceux de la plate-forme. Les minéraux d'olivine sur le ressaut semblent néanmoins plus frais malgré un prélèvement en surface, l'autre échantillon ayant été prélevé 5 cm sous la surface. Quant à la dureté importante à proximité immédiate du site de milieu de plate-forme, elle est difficilement explicable.

f) Ré-interprétation des plates-formes à rempart externe dans les tufs palagonitiques d'O'ahu

1 – Un niveau d'origine eustatique

La certitude d'un haut marin durant l'Optimum Climatique Holocène en raison de la datation de dépôts marins (*cf.* Partie II. Chapitre I. Section B.4.c.) remet en cause la possibilité d'une origine strictement corrosive pour ce type de plate-forme, même si W.B. Bryan et R.S. Stephens (1993) continuent de soutenir cette hypothèse, malgré les objections soulevées (Fletcher et Jones, 1996 ; Jones, 1998).

Toutefois, l'abrasion n'est pas un processus courant sur ce type de plate-forme taillée dans des tufs en raison de la rareté des abrasifs à la disposition des vagues, comme en témoigne l'absence de poli d'abrasion sur la marge des plates-formes à rempart. Le façonnement de la surface s'est plus probablement réalisé par délogement de blocs sous les coups de boutoir des vagues, comme on peut le voir actuellement sur certaines plates-formes (*cf.* photo 75 et figure 93). Ce mécanisme expliquerait l'étagement fréquent des plates-formes qui aurait pu s'initier dès le haut niveau marin. La structure de la roche entre donc en ligne de compte dans l'élévation de la plate-forme puisque celle-ci dépend en partie de la limite supérieure des couches de tufs. La corrosion littorale intervient en abaissant la surface lorsque celle-ci se trouve dans l'étage supralittoral.

Ainsi, près de Kahauloa, trois plates-formes étagées s'échelonnent en altitude (figure 143). Un rempart externe s'est constitué sur la première, la seconde, située 1 m au-dessus, possède de grandes mares de corrosion mais aucune contre-pente, celle-ci n'ayant pas eu le temps de se former, la plate-forme supérieure, 1,2 m au-dessus de la précédente, est attaquée par alvéolisation (lapiés de 5 à 10 cm de profondeur). Les trois surfaces n'indiquent probablement pas trois niveaux eustatiques différents, mais plutôt des gradins façonnés par le délogement de blocs, peut-être lors d'un niveau marin supérieur à l'actuel, et qui se sont abaissés par corrosion littorale.

D'autres indices attribués à la corrosion littorale peuvent être ré-interprétés comme des marques d'un ancien niveau marin. Par exemple, la plus grande largeur et plus haute élévation des plates-formes à rempart externe sur les promontoires rocheux, notamment dans la baie d'Hanauma, peuvent aussi bien être interprétées comme un façonnement de la surface par érosion mécanique que par corrosion littorale.

De plus, on observe par endroits des traces de sable lithifié (grès de plage ?) sur la plate-forme de la baie d'Hanauma. Il paraît difficile de les attribuer au niveau marin actuel. Des marmites de géant, retouchées par la corrosion, sont également visibles sur les plates-formes, notamment à Kahauloa. Nous avons vu que certaines peuvent se développer en domaine supralittoral sur les basaltes (*cf.* Chapitre I, Section B.2.a.), mais les formes actives

sur les tufs volcaniques semblent se cantonner au domaine intertidal. Les marmites sur les hautes plates-formes seraient donc les marques d'un ancien niveau, leur évolution actuelle consistant en un délitage superficiel par météorisation, et une éventuelle abrasion lors de tempêtes dans le cas où un galet de basalte s'y logerait.

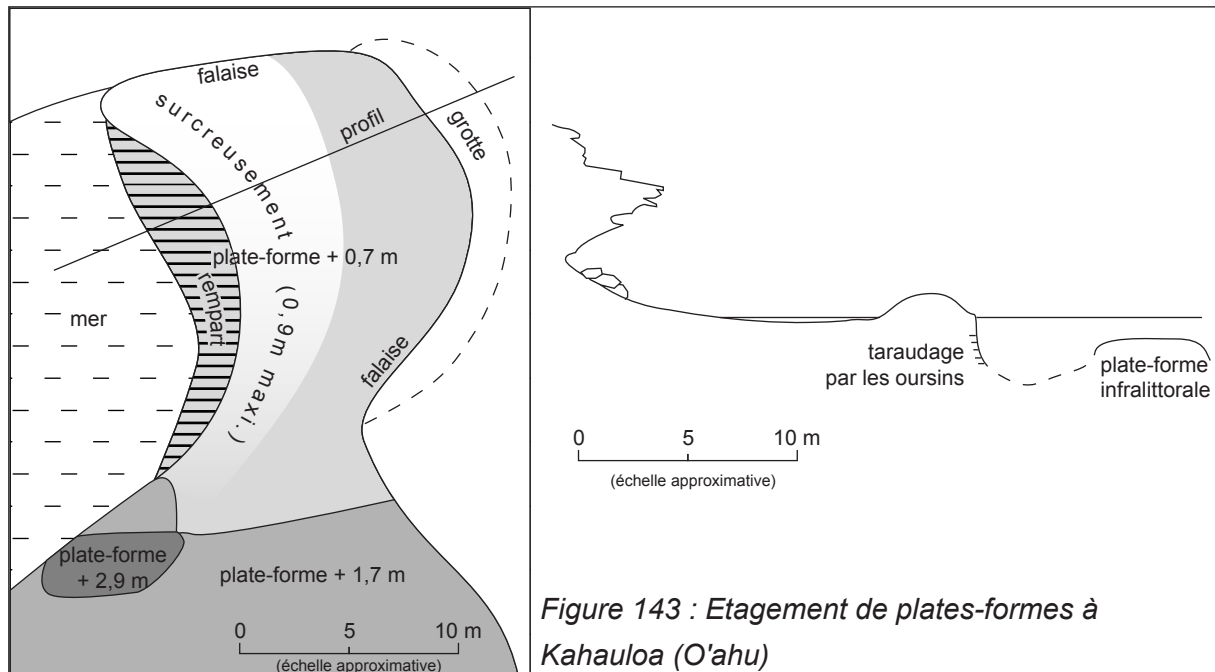


Photo 119 : Grotte de Kahauloa en arrière d'une plate-forme à rempart externe (O'ahu)

L'encoche sur la falaise, présente en arrière de certaines plates-formes à rempart externe, est souvent peu marquée, parfois de l'ordre d'1 m de profondeur et de hauteur (cf. photo 116). Elle a été interprétée par C.K. Wentworth (1938) comme une encoche d'altération par *water-layer weathering* ou par les tempêtes actuelles. Il est vrai que ces dernières peuvent atteindre cette élévation et entretenir la forme, engendrant de rares éboulements sur la falaise que nous avons déjà signalés, mais l'encoche est plus vraisemblablement la trace d'un ancien niveau marin en raison de la largeur de la plate-

forme, parfois de plus de 50 m, qui réduit l'efficacité des vagues. D'ailleurs, l'encoche est parfois reliée à la plate-forme par une légère rampe en raison de l'abaissement de la surface, ceci de façon non systématique. A Kahauloa, deux grottes marines émergées se trouvent même en arrière de deux de ces plates-formes (cf. figure 143 et photo 119). L'alvéolisation, plutôt que le *water-layer weathering*, peut retoucher l'entaille, mais celle-ci a rarement la forme d'un taffoni. Elle peut être uniforme sur plusieurs dizaines de mètres, ce qui n'est pas caractéristique d'une encoche supralittorale de corrosion (Pirazzoli, 1986).

Les encoches actuelles sur les falaises constituées de tufs volcaniques sont toutefois dues à la bioérosion et non à l'abrasion (cf. photo 100). Or, aucune trace d'ancien taraudage d'oursins n'a été identifiée en arrière des plates-formes à rempart externe. L'excavation lors d'un haut niveau marin, éventuellement entretenue lors des tempêtes actuelles et par la corrosion littorale, nous semble l'explication la plus plausible. Le manque d'abrasif sur les littoraux façonnés dans les tufs volcaniques pose néanmoins toujours problème.

La question de la position de la plate-forme lors de sa genèse est également délicate. Si les banquettes dans les roches résistantes comme le basalte ont tendance à se créer quelques décimètres à quelques mètres au-dessus du niveau moyen de la mer à Hawaï, la position des plates-formes dans les tufs est plus ambiguë. A Kōkee Beach Park, par exemple, la plate-forme d'érosion marine actuelle est intertidale, dans un secteur relativement abrité des houles (figure 142). Nous avons également observé des méga-blocs en cours de délogement à Koko Kai Beach Park dont la base se trouvait 5 m au-dessus du niveau de la mer et le sommet, correspondant à une plate-forme, 6 m au-dessus (cf. photo 75). Le niveau dépendrait de l'intensité des vagues (position abritée ou exposée) et du diaclasage des tufs.

2 – L'abaissement de la surface

Lorsque le niveau relatif de la mer a baissé, la marge externe de la plate-forme, plus souvent humectée, s'est abaissée plus lentement. Il est possible que la différenciation débute sur les plates-formes intertidales, comme semble l'indiquer la morphologie de Kōkee Beach Park (cf. figure 142). De même, à Diamond Head, la plate-forme découverte uniquement à marée basse possède un rempart d'environ 20 cm sur sa partie distale.

L'individualisation progressive du rempart peut également être liée à un ressaut structural dès le début du façonnement de la plate-forme, ce qui expliquerait sa non-ubiquité. Le pendage des couches de tufs ne semble, par contre, pas intervenir dans la genèse des remparts (Wentworth, 1938 ; de Silva, 1966), un litage vers le bas pouvant être façonné en plate-forme à « pseudo-vasques » (cf. photo 98) ou en plate-forme à rempart externe (certaines portion en baie d'Hanauma).

Cet abaissement secondaire des plates-formes (« secondary lowering of wave-cut platforms » de C.A. Cotton, 1963) se réalise au niveau de mares de corrosion, l'humectation étant trop importante pour la genèse de formes d'alvéolisation. Celles-ci sont façonnées préférentiellement le long des diaclases. Leur recoupement engendre parfois des mares profondes de 90 cm près de Kahauloa, qui peuvent alors être retouchées par la bioérosion en raison des organismes qui s'y développent (crabes, huîtres, littorines).

Le nivellement de la surface façonne parfois des formes dégradées, comme, par exemple, des cupules très peu profondes dont les parois ont été abaissées. Il aboutit à une surface relativement plane, en fonction du pendage des couches, mais peu profonde par rapport au sommet du rempart. Il n'est pas parfait puisque des reliefs témoins subsistent. Ceux-ci, tout comme le revers interne du rempart vont, reculer par alvéolisation, leur surface n'étant soumise qu'à une humectation temporaire par les embruns.

3 – Des phases de nivellement

On peut émettre l'hypothèse qu'une fois nivelée, la surface est asséchée par l'évacuation de l'eau via des exutoires (chenal en arrière de la plate-forme, partie déprimée du rempart). Un nouveau cycle pourrait alors s'initier prolongeant l'abaissement de la plate-forme et la mise en relief du rempart (figure 144d). Ce schéma théorique pourrait se répéter jusqu'à ce que la surface coïncide avec le niveau d'imbibition permanente (figure 144e). Ceci expliquerait, outre l'intervention de facteurs structuraux, les différences observées dans la hauteur des remparts, qui varie entre quelques centimètres et environ 1 m à O'ahu, les conditions locales d'humectation étant différentes en fonction de l'exposition aux houles et de la topographie en avant de la plate-forme. Les remparts les plus bas n'ont d'ailleurs pas la forme d'un mur, mais d'un secteur surélevé, plus large et moins marqué sur le profil transversal de la plate-forme (figures 144b et 144c). Le recul par corrosion sur le revers interne n'a, en effet, pu s'effectuer. La dépression en arrière de cette surélévation est plus souvent humectée en raison d'une alimentation plus fréquente, alors que les remparts plus élevés empêchent le passage des paquets de mer en dehors des grandes tempêtes. La désagrégation y est donc probablement plus active.

Dans le même temps, le rempart est progressivement détruit sur sa marge interne par le creusement de cupules de corrosion et de micro-formes d'alvéolisation. Le revers externe du relief est également parfois attaqué par des nids d'abeilles ou des mares de corrosion dans sa partie haute, la partie inférieure étant fortement taraudée par les oursins, qui remontent parfois même jusqu'en haut du rempart. Une plate-forme infralittorale environ 1 m sous le niveau actuel, large au maximum de 5 m, a été observée au niveau du cap est encadrant la baie d'Hanauma. Il pourrait correspondre au recul de la partie distale de la plate-forme. Le sommet du rempart ne possède souvent pas de marques de corrosion. La corrosion littorale exploite les différents lits de tufs, ce qui explique la forme souvent

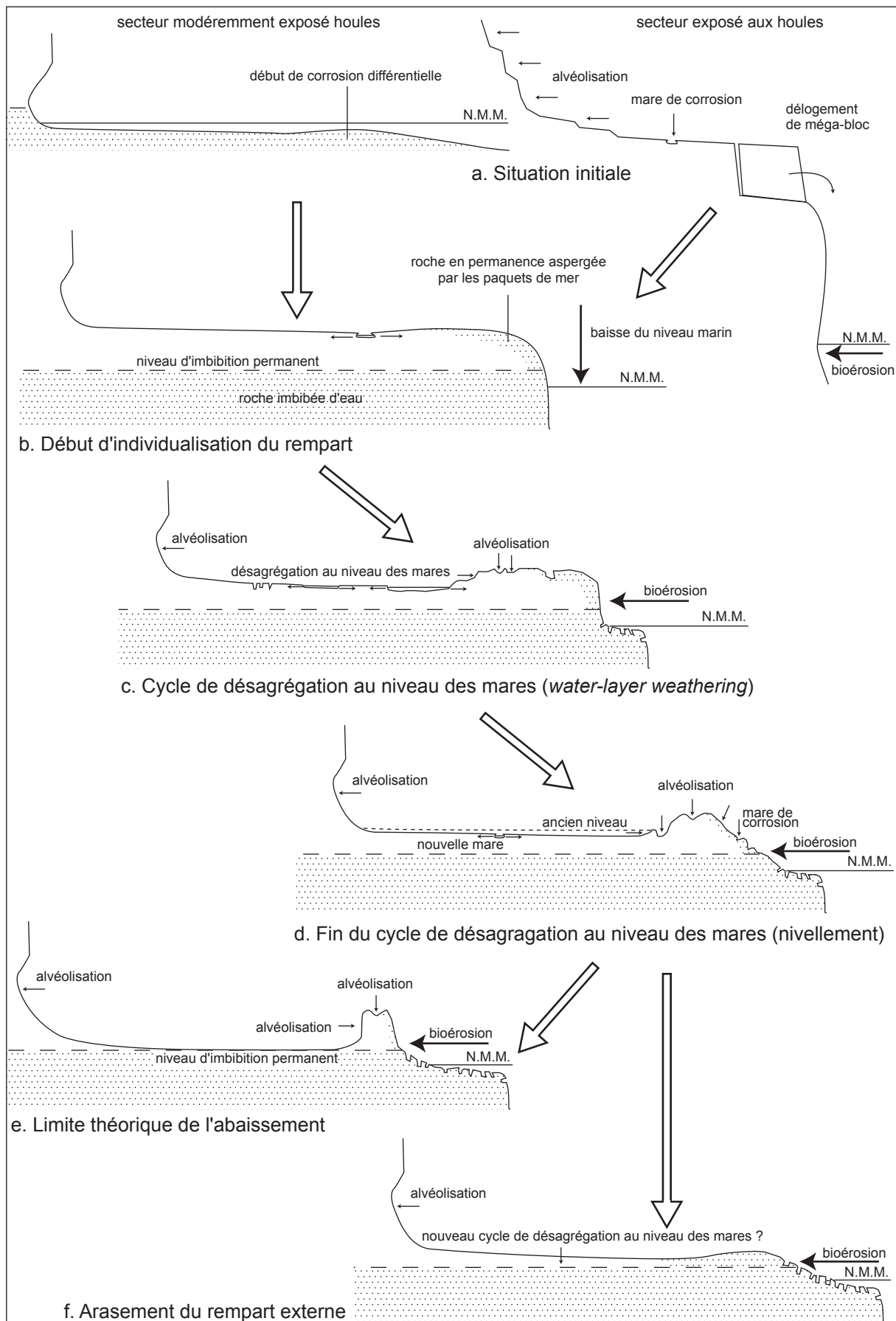


Figure 144 : Proposition de modèle d'évolution des plates-formes à rempart externe dans les tufs volcaniques d'Oahu

irrégulière en petites marches d'escaliers du rempart, surtout dans sa partie proximale. On aboutit ensuite à une plate-forme sans rempart, un nouveau cycle de différenciation pouvant éventuellement débiter si le niveau d'imbibition permanente n'est pas atteint (figure 144f.). Selon E.S. Hills (1949), le rempart ne peut cependant pas être régénéré une fois détruit.

Ce modèle théorique est bien évidemment réducteur et ne saurait s'appliquer à toutes les plates-formes taillées dans des tufs observées à Hawaï. Il a néanmoins le mérite de s'accorder avec les observations faites sur le terrain. Les points d'achoppement de cette hypothèse sont les suivants :

- les processus exacts de genèse de la plate-forme lors du haut niveau marin, le recul actuel des falaises s'effectuant, à la base, généralement par bioérosion et, au sommet correspondant peut-être à une plate-forme entamée lors d'un haut niveau marin, par alvéolisation et/ou désagrégation latérale des mares exploitant les lits de brèches et quelquefois par délogement de blocs ;
- l'origine de l'encoche sur la falaise : *water-layer weathering* actuel, abrasion lors des tempêtes actuelles, abrasion ou bioérosion lors du haut niveau marin ? ;
- la réalité des cycles d'abaissement de la plate-forme par désagrégation sur le pourtour des mares.

D. Les conditions climatiques et d'exposition aux houles

1. L'exposition aux vagues et aux embruns

L'action abrasive et les coups de boutoir des vagues ainsi que l'extension des embruns dépendent de l'agencement de la côte (tracé longitudinal et orientation), mais aussi, dans le second cas, de la vigueur des vents.

a) Influence sur les formes d'érosion mécanique

Nous n'avons pas observé de lien étroit entre l'exposition de la côte aux vagues et la présence de formes de délogement ou d'abrasion. Au contraire, la présence de telles formes dans des anses abritées indique que leur façonnement n'est pas forcément à corréliser avec des conditions météo-océaniques ordinaires, mais plutôt avec des conditions paroxysmales de tempêtes, durant lesquelles les vagues puissantes déferlent sur l'ensemble du rivage.

b) Influence sur les formes de corrosion littorale

L'extension des embruns étant tributaire des vents, l'alvéolisation peut se réaliser particulièrement loin de l'océan lorsque ces derniers sont puissants, comme, par exemple, sur les côtes méridionales de l'île, à condition que des obstacles topographiques permettent leur dépôt en quantité suffisante (blocs de tempête ou de tsunami).

Les parois rocheuses les plus exposées aux embruns sur les pointes rocheuses sont parfois plus alvéolées que dans les baies comme cela a été remarqué, par exemple, dans le secteur de Leleiwi Point, Ka'ena Point, Hākuma Point, à l'est de la plate-forme de Lililoa ou à Hālonā (O'ahu), sans que la relation soit toujours démonstrative.

2. La température de l'air et de l'eau

a) Son efficacité sur différents processus

Les effets de la corrosion sur les roches volcaniques sont d'autant plus importants que la température est élevée. Ainsi, elle est moins efficace en Islande que dans les îles macaronésiennes, où leur efficacité est déjà moindre par rapport aux rivages tropicaux (Guilcher et Bodéré, 1975). Des différences ont même été observées entre le nord et le sud de l'Islande. Ceci est vraisemblablement dû à la décroissance de l'haloclastie.

A Hawaï, les contrastes régionaux ne sont pas importants sur le littoral. Les faibles variations de températures diurnes ne sont pas non plus, *a priori*, propices à la désagrégation mécanique des roches. Pourtant, en raison du faible albédo de la roche basaltique, l'échauffement de la roche durant la journée augmente considérablement sa température. Les différences entre les deux façades peuvent alors être exacerbées en raison de la nébulosité parfois tenace sur la côte au vent. Des mesures sur des échantillons de basalte dans la Vallée de la Mort en Californie ont montré des températures maximales à la surface et à la sub-surface de la roche de l'ordre de 65 à 70 °C, avec une différence d'environ 4 °C entre les deux en raison de la faible conductivité thermique (Warke et Smith, 1998). C'est la raison pour laquelle, dans notre expérimentation, certains échantillons ont été émergés à l'étuve, à une température de 60 °C. Les fluctuations importantes de la température au sein de la roche les rendent plus sensibles à la désagrégation granulaire par haloclastie, hydroclastie ou par hydratation des argiles.

Des températures élevées favorisent, par ailleurs, les processus de météorisation en augmentant la vitesse des réactions chimiques (équation d'Arrhenius). Elles interviennent également dans l'acidité de l'eau par dissociation des molécules H₂O (Copin-Montégut, 1996), comme cela a été démontré lors de l'expérimentation et dans les mares de Kawaihae. La température change également la part respective des éléments mis en solution,

particulièrement celle de la silice (Lageat, 1987). L'évaporation augmente enfin la salinité de l'eau des mares.

b) L'apport des expérimentations

L'expérimentation *in vitro* confirme que, de manière générale, les hautes températures lors de l'émersion favorisent la corrosion (figure 145). En effet, les sels retenus dans les pores de la roche ou dans les fissures en surface cristallisent de façon plus marquée et rapide, favorisant la désagrégation granulaire et la desquamation. Les différences sont particulièrement nettes pour les roches les plus hétérogènes, parfois réduites en arènes (C et E). La désagrégation de l'échantillon n'a, néanmoins, jamais été totale (polyminéraux), contrairement à ce qui a été constaté lors de certaines expérimentations, comme celles réalisées, par exemple, par P. Birot (1954) avec des échantillons de granite portés à 70 °C. La durée de dessiccation n'était probablement pas suffisante.

3. Les précipitations

a) Une opposition de façades

Le contraste marqué entre côte au vent et côte sous le vent est symptomatique des îles hautes volcaniques aux latitudes tropicales et subtropicales. Nous rappellerons, par exemple, la différence entre le golfe de Kawaihae, avec des précipitations annuelles de l'ordre de 200 mm (stations de *Waikoloa Beach Resort* et Kahuā Beach, cf. Introduction), et la côte d'Hāmākua-Hilo, où il tombe jusqu'à 3 556 mm de pluies en moyenne à la station de Laupāhoehoe Point (station à 10 m d'altitude, période inconnue, Juvik *et al.*, 1978), le record ayant été atteint à l'aéroport de Hilo (8 m d'altitude), en 1994, avec 4,6 m (Hawaii State Climate Office, 2002). Cette opposition a des répercussions sur la capacité de dessiccation de la roche sur le rivage. Elle est toutefois atténuée par la période de la journée durant laquelle les pluies sont les plus fréquentes. Ces dernières sont, en effet, plus souvent nocturnes sur la côte au vent, lorsque la brise de terre rencontre les alizés maritimes, tandis que sur l'autre façade, les maximums sont atteints l'après-midi, lors de l'interaction entre la brise de mer et les alizés (Schroeder, 1993).

Si les formes d'alvéolisation, lapiés ou taffonis, sont les mieux formés à Kawaihae, Noio Point et Keāhole Point (Kona Nord), ainsi qu'à Honu'apo et Punalu'u (Ka'ū), c'est-à-dire dans des secteurs relativement secs, les formes de corrosion ne sont pas absentes sur les falaises d'Hāmākua-Hilo, même si elles sont généralement plus discrètes et moins fréquentes (nids d'abeilles, plaques de desquamation, retouche des vacuoles, petites mares

de corrosion). Quelques taffonis ont même été observés sur le sommet des dépôts de glissement à proximité de Laupāhoehoe Point, partie la plus arrosée du littoral hawaïen.

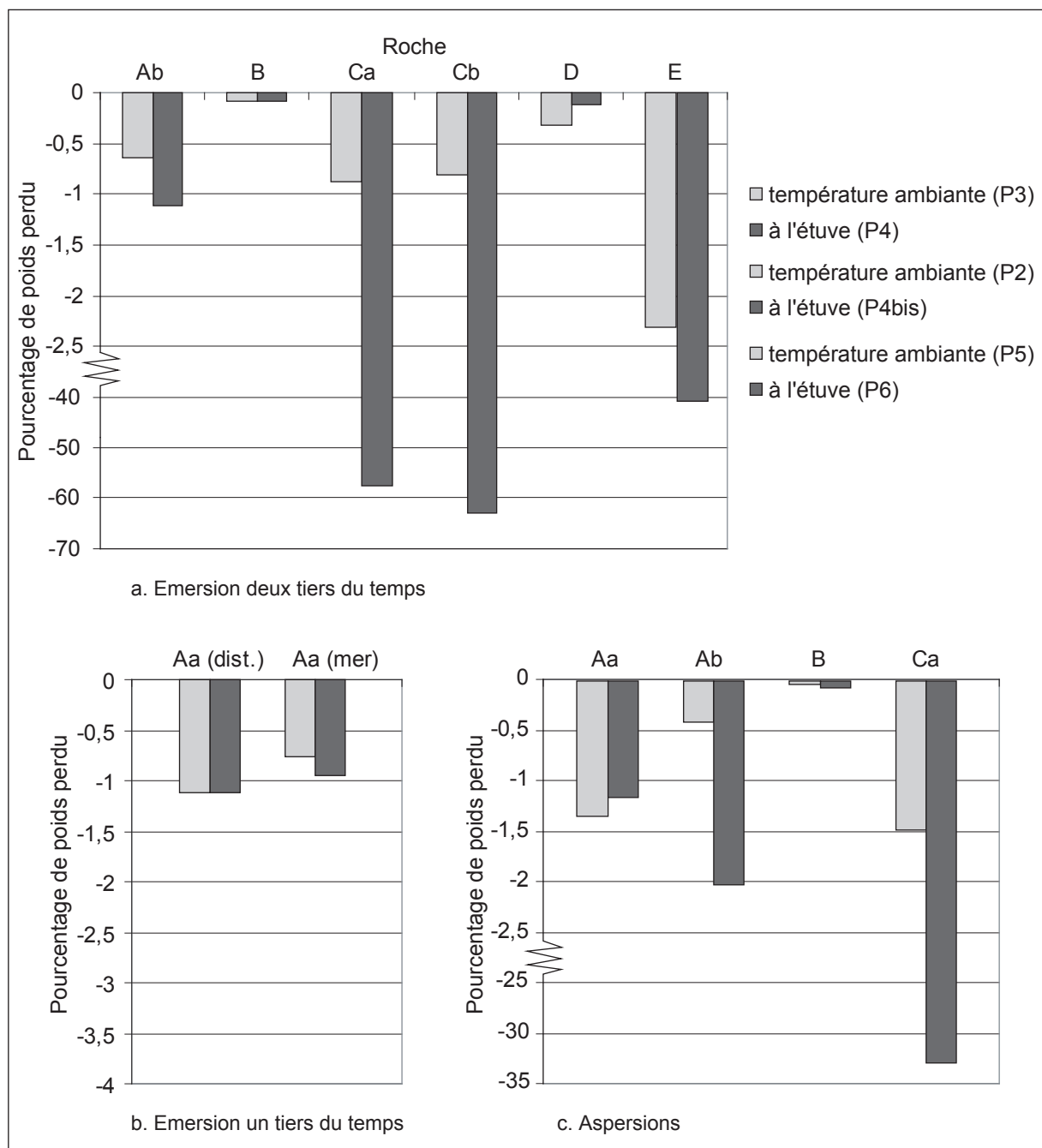


Figure 145 : Comparaison de l'érosion des échantillons selon la température d'émersion

b) Le résultat des mesures sur le terrain

La comparaison des mesures morphométriques sur les blocs de tempête n'indique pas de relation nette entre les conditions climatiques et le stade d'alvéolisation des blocs (cf. figure 126). Il semble que l'abondance des pluies sur la façade au vent limite la formation

des taffonis, comme l'indique le pourcentage marqué de stade 1 (Marie, 2002c). Une relation s'esquisse même si l'on élimine la station de 'Auwae, qui est pourtant la plus arrosée (figure 146). La spécificité de cette dernière station est inconnue. La relation est, par ailleurs, encore plus manifeste pour les blocs de faciès noir (*cf.* figure 153 *infra*).

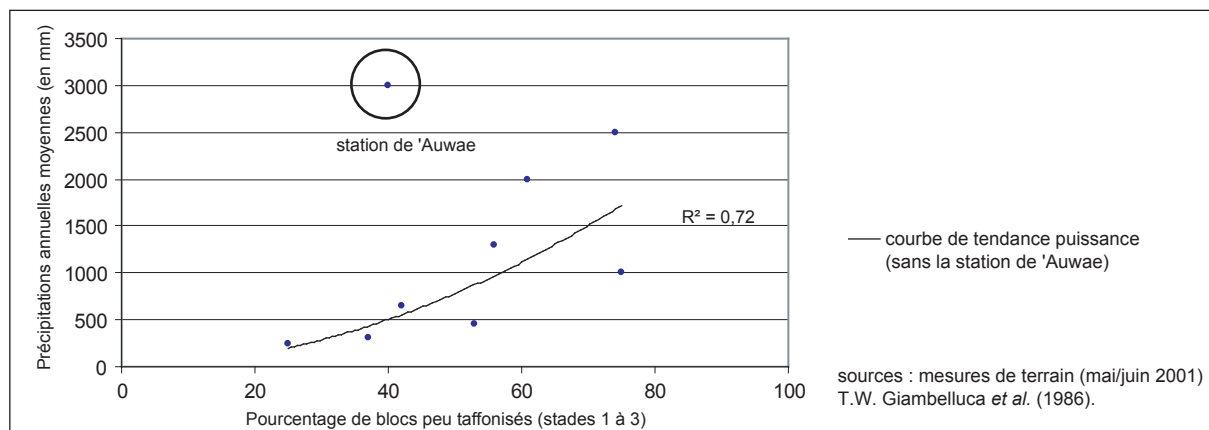
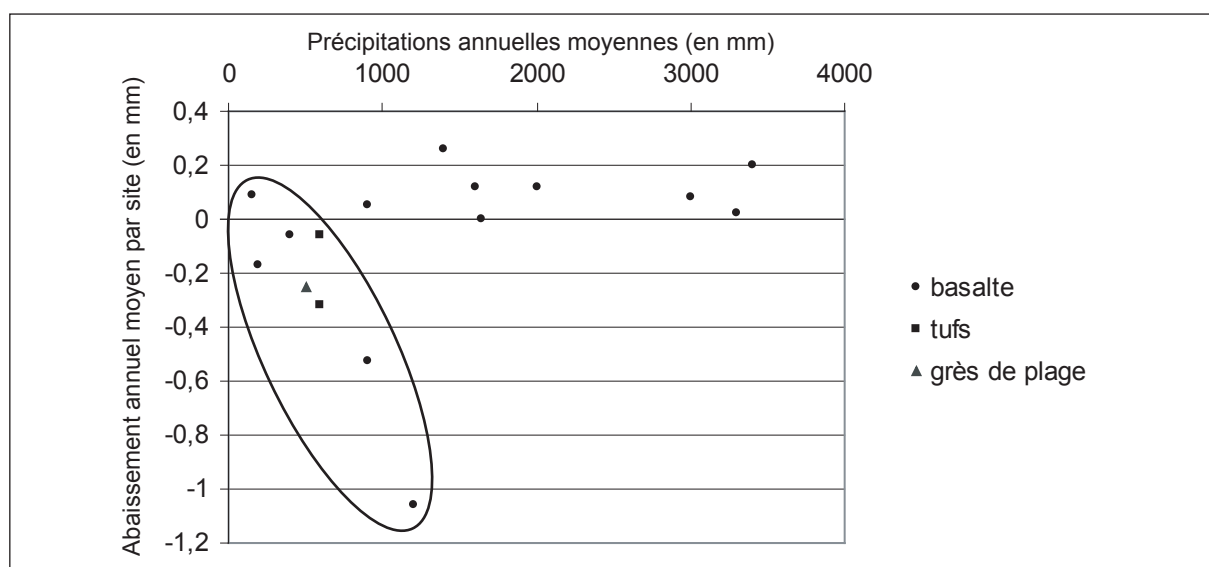


Figure 146 : Relation entre les blocs de tempête peu taffonisés et les précipitations annuelles moyennes



facteurs interviennent également (pétrographie de la roche, durée depuis le dépôt des blocs, fréquence de l'aspersion par les embruns...).

En revanche, aucune relation ne se dégage entre les mesures morphométriques sur les blocs de tempête et la température moyenne annuelle, ni avec la durée maximum d'exposition aux embruns depuis leur dépôt, estimée à partir de l'âge de la coulée sous-jacente. Par contre, les pourcentages de blocs corrodés sont globalement plus importants lorsque la proportion de méga-blocs s'élève, le dépôt des embruns s'effectuant peut-être plus facilement. Deux classes seulement ayant été établies pour la taille des blocs, aucune conclusion ne peut néanmoins en être tirée.

Les mesures de micro-érosion ne présentent pas, quant à elles, de différences marquées entre côte au vent et côte sous le vent. Les valeurs les plus élevées ont néanmoins toutes été mesurées dans des secteurs où les précipitations étaient faibles (sud-est d'O'ahu, côte sous le vent d'Hawaï, Ka'ū, *cf.* figure 147).

c) Les précipitations, favorables à l'altération ?

L'humectation de la roche n'est cependant pas toujours une entrave à la corrosion. Dans les endroits les plus secs, l'altération chimique est, en effet, moins intense que sur la face au vent de l'île d'Hawaï (Macdonald *et al.*, 1983). La smectite et la halloysite sont les minéraux argileux les plus courants à Hawaï dans les sols recevant moins de 2 m de précipitations annuelles, la kaolinite et la halloysite dominant dans le cas contraire, les minéraux de goëthite et de gibbsite devenant également abondants (Johnsson *et al.*, 1993). Les différences sont toutefois moindres sur le littoral. Une forte averse peut, par exemple, contribuer à l'altération de la roche sur la plate-forme et modifier la salinité des mares. Son intervention doit néanmoins être minime en comparaison du frein à la dessiccation qu'elle engendre, ce facteur contrôlant fortement l'efficacité de la corrosion (*cf. supra*).

A une autre échelle, les conditions topo-climatiques locales concourent également à l'emplacement des formes de corrosion. Il a ainsi été remarqué au Japon que les taffonis se développaient sur les portions de la falaise où l'humidité était la plus forte (Matsukura et Tanaka, 2000). Même si cette observation n'a pas été faite à Hawaï, il est vrai que la simple mise en surplomb augmente l'humidité dans l'alvéole en raison de l'ombre (Bourcart, 1930 ; Jennings, 1968 ; Twidale, 1982), ce qui peut participer à l'entretien de la forme par altération chimique.

Conclusion de chapitre

L'utilisation de différentes méthodes, qualitative ou quantitative, sur le terrain ou en laboratoire, nous a permis d'ouvrir de nouvelles réflexions sur les processus associés à la corrosion littorale et les formes résultantes sur les côtes volcaniques, en isolant différents paramètres. Les formes d'érosion mécanique ont été peu traitées dans ce chapitre. Elles se trouvent presque exclusivement dans l'espace intertidal. Les conditions environnementales (exposition aux vagues, durée d'immersion) ne semblent pas influencer sur leur morphologie de détail ou leur concentration.

Le temps d'émersion, qui contrôle la durée de dessiccation et donc l'efficacité de l'haloclastie, se traduit par un étagement des formes de corrosion : logettes d'oursins, mares de corrosion et nids d'abeilles dans l'étage médiolittoral, mares de corrosion, taffonis et lapiés dans le domaine d'action des embruns et des paquets de mer. L'expérimentation a permis de mettre en évidence le rôle de la *Salzsprengung* mais aussi de l'hydroclastie lors des alternances humectation/dessiccation. Elle a aussi démontré la croissance des vitesses d'érosion avec la durée d'émersion sur la plupart des roches, même si les différences sont généralement minimales. L'abaissement des surfaces a également tendance à être supérieur dans le domaine supralittoral, même si, ponctuellement, l'abrasion ou la météorisation peut être importante en milieu d'estran, particulièrement dans les tufs. Un abaissement supérieur à 5 mm par an a ainsi été relevé sur la plate-forme d'Alāla Point, sous une couche de sable.

Cet étagement des formes et des processus modèle de façon originale certaines plates-formes volcaniques, essentiellement composées de tufs à O'ahu, laissant en relief un rempart externe. Une relecture de ces paysages caractéristiques a permis de proposer une origine eustatique pour la surface, en accord avec les dernières recherches sur les niveaux marins à O'ahu. La question des processus de façonnement de cette plate-forme lors du haut niveau marin subsiste néanmoins. Les retouches actuelles entraînent un abaissement secondaire de la partie interne de la plate-forme par désagrégation à la périphérie des mares. La partie distale, plus souvent humectée, est quelque peu préservée de l'érosion. Son revers intérieur est attaqué par l'alvéolisation, tout comme les reliefs témoins en arrière, son front externe recule lui par le taraudage des oursins. Nous proposons différents cycles de nivellement, au fur et à mesure du recoupement des mares, qui permettraient l'abaissement de la surface. Parallèlement, la destruction latérale du rempart le transforme progressivement en mur. L'évolution stoppe lorsque le niveau d'imbibition permanente est atteint ou, éventuellement, lorsque le ressaut distal est détruit.

D'autres formes plus réduites dépendent de la durée d'émersion. Lorsque les conditions sont favorables, c'est-à-dire lorsque la rugosité de la plate-forme permet le dépôt des embruns ou que la falaise est relativement haute, les taffonis et les lapiés s'approfondissent rapidement dans les roches basaltiques d'Hawaï, avec des taux annuels

compris entre 0,3 et 2,3 mm. L'haloclastie est le processus principal, même si des réactions chimiques peuvent se produire et améliorer les conditions de cristallisation des sels en créant de nouvelles discontinuités.

La roche régulièrement atteinte par la marée ou les paquets de mer peut être sculptée en nids d'abeilles, particulièrement sur les ressauts subverticaux de l'estran, là où l'assèchement est plus rapide. L'haloclastie, moins intense, ne permet pas le façonnement de grands taffonis. Les réactions chimiques y sont, en revanche, probablement plus efficaces, préparant la roche à sa désagrégation granulaire.

L'action morphogène de ces mêmes processus est encore plus tangible dans les mares, surtout celles qui sont périodiquement ré-alimentées en eau de mer, ces nouveaux apports limitant les possibilités de saturation de la solution. Les changements de température dans les cavités modifient l'efficacité des réactions, la cristallisation ou la dilution des sels et la dissociation de l'eau de mer. Ils contrôlent, avec l'activité biologique, les variations du pH de l'eau et pourraient déclencher les réactions chimiques, hydrolyse et oxydation. Celles-ci semblent avoir lieu de façon très ponctuelle et localisée dans la mare. L'ascension capillaire pourrait être responsable d'une corrosion privilégiée de la tranche de roche surmontant la couche d'imbibition dans les cavités et sur la plate-forme, ce que laissent déjà supposer des indices morphologiques (surcreusement par *water-layer weathering*, vermiculations sur le pourtour des mares). Les processus opérant seraient à la fois l'altération des minéraux les plus fragiles, l'haloclastie mais aussi la bio-corrosion par les micro-organismes.

L'apparition de mares de corrosion sur les littoraux volcaniques est plus tardive que celle de formes d'alvéolisation. Seules les coulées de lave ayant au moins 200 années d'évolution possèdent de telles formes. Leur approfondissement est généralement plus lent que leur élargissement, mais il arrive que l'abaissement soit rapide, des valeurs de près de 2 mm par an ayant été relevées.

Des conditions climatiques dépendent également l'efficacité des processus. Des températures élevées facilitent ainsi les processus chimiques et physico-chimiques. Malgré le contraste de pluviosité marqué entre la côte au vent et la côte sous le vent, les conséquences sur la météorisation sont minimes. Des pluies fréquentes et une forte nébulosité semblent néanmoins limiter le développement des formes d'alvéolisation. Aucune relation claire n'a enfin été remarquée entre l'exposition aux embruns et le développement de ces alvéoles.

En définitive, comme le fait remarquer C.D. Ollier (1979), l'efficacité de la météorisation dépend largement du renouvellement de l'eau, de sa température et des organismes vivants, mais également des caractéristiques pétrographiques de la roche.

CHAPITRE III – L'INFLUENCE DÉTERMINANTE DE LA PÉTROGRAPHIE DANS LA GENÈSE DES FORMES DE DÉTAIL

A. La structure de la roche

1. Les formes structurales
2. L'exploitation de la structure interne de la roche

B. La texture de la roche

1. La météorisation préférentielle des discontinuités
2. La résistance des textures microlitiques et vitreuses

C. La lithologie et la minéralogie

1. Le type de roche
2. L'altération des minéraux

Introduction

Selon S.T. Trudgill (2000), les facteurs clés dans l'altération sont la résistance mécanique de la roche, sa solubilité, sa porosité, influençant l'accès des agents d'érosion, et l'histoire de la roche et du site, en relation avec les conditions passées. Il est vrai que les caractéristiques pétrographiques de la roche (porosité, texture ou micro-structure, macro-structure, minéralogie) interviennent grandement dans le façonnement des formes de détail, particulièrement dans les roches volcaniques. Nous avons déjà envisagé leur influence dans les processus de délogement de blocs et d'abrasion démantelant falaises et plates-formes littorales (*cf.* Deuxième Partie. Chapitre I. Section B.5.). Nous ne reviendrons donc pas ici sur ces aspects pour nous concentrer sur la morphologie de détail. Les formes de corrosion littorales sont également étroitement liées aux paramètres internes de la roche. Les différentes techniques utilisées pour quantifier l'efficacité des processus et préciser l'intervention de paramètres externes seront à nouveau mis à profit pour déceler la part des différents facteurs internes à la roche.

A. La structure de la roche

Le contact entre une coulée de lave et l'atmosphère fige son état de surface. Cette structure primaire est souvent conservée, l'abrasion ou le délogement de blocs n'effectuant que quelques retouches ou, au contraire, exploitant de manière différentielle les contrastes structuraux. Lors du refroidissement du matériel, des différenciations apparaissent, en effet, au sein des unités laviques et la rétraction du matériel crée des diaclases, qui délimiteront ensuite des discontinuités verticales et horizontales, exploitables par l'érosion.

1. Les formes structurales

Certains modelés volcaniques composent sur les falaises et plates-formes littorales des formes de détail qui n'ont été que très peu retouchées par l'érosion mécanique ou la corrosion. Nous ne reviendrons pas en détail sur leur origine qui a bien souvent été développée dans la première partie de l'ouvrage puisqu'elles ont été forgées lors de la mise en place de la coulée.

a) Les flaques et mares structurales

Les simples dépressions à la surface de la coulée servent de réceptacles à l'eau de mer lors du retrait de la nappe d'eau à marée basse ou lorsque les paquets de mer arrivent à atteindre le haut de la falaise. Les cavités, généralement peu profondes, sont centimétriques à plurimétriques, et peuvent être retouchées par l'abrasion ou, éventuellement, par le délogement de blocs (écaillage de la croûte vitreuse dans un premier temps) ou la corrosion littorale. Dans les laves cordées, les mares prennent une forme allongée, donnant parfois un aspect déchiqueté à la plate-forme.

b) Le cas des mares inter-échines des coulées 'a'ā

Sur les plates-formes ou promontoires 'a'ā, les montées de lave forment des échines qui enserrent des mares, souvent de grandes dimensions (photo 120). Leur marge externe est le plus souvent constituée d'une échine qui forme un rempart. Les bassins sont souvent profonds d'un mètre ou plus et tapissés de galets et de blocs mal roulés, parfois de coraux. Certains d'entre eux ont une forme allongée, s'alignant en bandes d'une dizaine de mètres de long. Les cavités ne sont pas toujours au même niveau (mares étagées). Elles possèdent parfois un exutoire vers la mer qui leur permet de se vidanger, mais pas systématiquement.

c) Les formes de refroidissement

Sur les côtes basses ou plongeantes sur lesquelles les coulées ont simplement atteint la mer, sans former de deltas, le refroidissement de langues de lave à l'air libre peut donner lieu à d'étroits tubes, la plupart du temps évidés en leur centre par le drainage de la lave. Ces tunnels cavernaux, d'un diamètre de quelques décimètres, peuvent ensuite être fractionnés en plusieurs endroits sous l'action des coups de boutoirs des vagues (photo 121).

Les coussins de lave façonnés dans l'océan à faible profondeur sont rarement affleurants sur le littoral à Hawaï en raison de la subsidence de l'île. Nous avons néanmoins observé de telles formes, de 0,3 à 1,5 m de diamètre, dans le golfe de Kawaihae, à Puakō et Ka'auau Point (*cf. infra*), formant dans le dernier cas un véritable champ de coussins, plus ou moins bien formés, au niveau d'un cap rocheux. La concordance de structure entre les coussins de lave et certaines bourgeons sur les coulées pāhoehoe ne permet pas toujours d'être certain de l'origine sous-marine de la forme, leur présence en grand nombre étant néanmoins un indice manifeste.



Photo 120 : Grand bassin inter-échines dans la coulée 'a'ā de Kapoho

La mare est en grande partie structurale mais a été retouchée par l'abrasion sur son fond et ses parois.



Photo 121 : Tube de lave évidé et fracturé sur la plate-forme de Makapu'u Beach Park (côte au vent d'O'ahu)

2. L'exploitation de la structure interne de la roche

Outre ces formes structurales primaires, l'organisation interne de la roche, générée lors de son refroidissement ou par la tectonique, intervient dans le façonnement à grande échelle des falaises et plates-formes volcaniques en étant exploitée de façon différenciée par les agents d'érosion. Les formes structurales résultantes peuvent être qualifiées de « secondaires ».

a) Les lignes de faiblesse

Le diaclasage des coulées explique les nombreuses formes de délogement des côtes volcaniques et l'ouverture de chenaux les plates-formes intertidales ou supralittorales (cf. Chapitre I Section B.3.a.). La météorisation, qu'elle soit chimique ou physico-chimique, emprunte également de façon préférentielle ces fissures, donnant des mares de corrosion allongées ou une surface guillochée dans certains cas. Le passage de l'eau, permettant le maintien de l'humidité est, en effet, guidé par les discontinuités structurales.

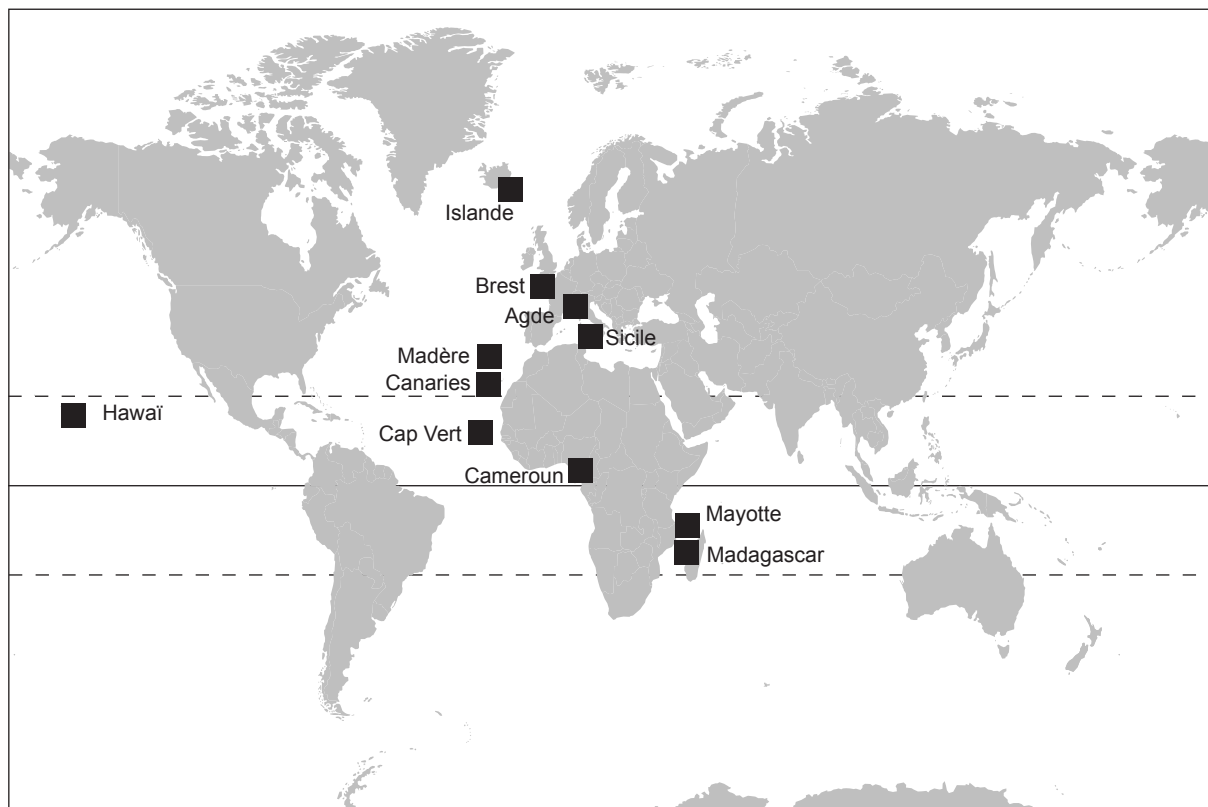
b) Les structures cellulaires

Lors du refroidissement de la lave, différentes cellules, limitées par des diaclases, se créent au sein de la coulée. Mises à nu par l'ablation de la croûte superficielle et des unités vacuolaires supérieures, elles vont subir une érosion différentielle par les agents morphogènes littoraux selon la partie de la cellule touchée et la position sur l'estran. Les formes singulières qui en résultent sont spécifiques des côtes volcaniques. On les trouve sur des coulées de lave pāhoehoe, sur les sections des chaussées à prismes et dans les coussins de lave (Guilcher *et al.*, 1962).

1 – Les études précédentes

L'exploitation différentielle de ces réseaux polygonaux a été observée sur de nombreux littoraux à travers le monde (figure 148) dans des roches aussi variées que les basaltes, les trachytes, les phonolites ou les épidiorites (en rade de Brest). Il semble qu'il existe, comme pour les autres formes de corrosion, un gradient d'efficacité depuis la zone intertropicale vers les hautes latitudes (Guilcher et Bodéré, 1975), les fortes précipitations du domaine équatorial ne semblant pas ici être totalement un frein à leur développement puisque de formes en coquetier ont été observées sur le littoral du Mont Cameroun (Battistini *et al.*, 1983). Elle se développe dans l'étage médiolittoral supérieur, entre le niveau moyen et le niveau des hautes mers (Guilcher *et al.*, 1962), parfois au-delà lorsque l'érosion mécanique est trop importante sur l'estran, mais en dessous des formes d'alvéolisation comme cela a été noté en Islande (Bodéré, 1985).

Selon la position sur l'estran, on observe une inversion de la hiérarchie lithologique au sein des cellules volcaniques (Guilcher *et al.*, 1962, cf. figure 149). Dans la partie haute, le centre de la cellule est évidé en mare ou en coquetier, alors que la bordure se présente sous la forme d'une cloison en saillie qui peut être oxydée. Les différentes cellules sont parfois séparées entre elles par des diaclases qui s'approfondissent en descendant l'estran, alors que le cœur commence à prendre du relief, quelquefois sous la forme d'une rosace alvéolée. En approchant du niveau moyen de la mer, le centre de la cellule devient un pilier, alors que les cloisons périphériques disparaissent. Seul le sillon subsiste, transformé parfois en



sources : A. Guilcher *et al.* (1962), I. do Amaral (1974), A. Guilcher et J.-C. Bodéré (1975), R. Battistini *et al.* (1983), R.S. Pomel (1986), G. Marie (1999) et C. Levieux (2001).

Figure 148 : Localisation des structures cellulaires exploitées de façon différenciée par l'érosion littorale

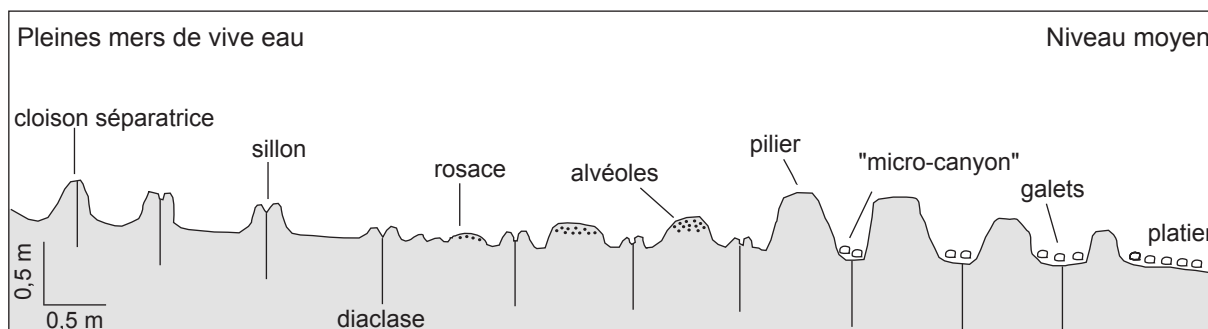


Figure 149: Exemple d'étagement des formes dans les structures cellulaires trachytiques d'Antany Mora (îles Radama, Madagascar, d'après A. Guilcher *et al.*, 1962)

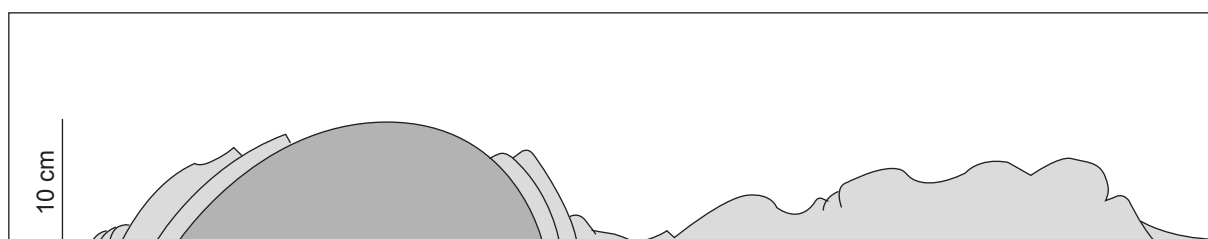


Figure 150 : Coupe dans une cellule bombée exfoliée de l'estran d'Aïala Point

« micro-canyon », s'élargissant par abrasion. Les cellules sont généralement décimétriques à métriques, mais elles peuvent atteindre 2,5 m de diamètre sur l'île de Santiago du Cap-Vert (do Amaral, 1974). Une organisation aussi marquée n'existe que rarement, lorsque les conditions environnementales et structurales y sont favorables, à Madagascar essentiellement (Guilcher *et al.*, 1962).

2 – Nouvelles observations dans l'archipel d'Hawaï

Sur l'île d'Hawaï, les cellules de lave sont rarement exploitées de façon différentielle entre leur cœur et leur périphérie. Les structures prismées, avec des entités limitées par des diaclases sur la plate-forme, ne sont d'ailleurs pas toujours visibles, notamment lorsque la croûte superficielle n'a pas été érodée. Les unités vacuolaires sommitales ne sont, de plus, pas favorables à l'émergence d'une diversification morphologique. D'autre part, la côte étant microtidale, l'étagement est difficilement discernable sur l'estran s.s. La plupart des cellules présentant une différence entre leur centre et leur pourtour ont été observées sur l'île d'O'ahu, où la plus longue évolution a pu exploiter les contrastes structuraux. Des cellules ont néanmoins été observées sur la coulée de Heiheiulu datant de 1750.

Elles existent sur la partie haute des estrans, dans l'étage des paquets de mer, parfois dans le domaine supralittoral. Si les cellules sont surtout présentes sur les roches basaltiques, il en existe dans les tufs volcaniques, en raison de phénomènes de tensions dans les dépôts pyroclastiques selon G.L.R. de Silva (1966). Leur diamètre est généralement de 0,3 à moins d'1 m, même s'il existe, nous le verrons, des cellules beaucoup plus petites. Le cœur est pratiquement partout légèrement bombé, de quelques centimètres à plus d'un décimètre, et possède parfois des anneaux concentriques ou est nervuré par des veines en saillie et/ou des cupules de corrosion juxtaposées. Des surcreusements liés à la corrosion occupent parfois le pain central. La diaclase séparant les cellules est quelquefois argilisée, formant un sillon dont les lèvres oxydées sont légèrement surélevées.

Le site d'Alāla Point (O'ahu) est l'affleurement observé le plus intéressant en raison du nombre de cellules exploitées et de la diversité des formes. Un semblant d'étagement est même perceptible, reprenant de façon partielle et moins marquée l'échelonnement observé à Antany Mora, du stade de la rosace dans l'étage supralittoral inférieur à celui du pilier en milieu d'estran. Deux particularités ont été observées.

Certaines cellules de l'estran possèdent des écailles qui enveloppent le cœur de la cellule (figure 150). Cette exfoliation par météorisation sphéroïdale sera expliquée plus loin. Les débris abrasifs de la plate-forme facilitent la fragmentation des écailles latérales, favorisant le façonnement d'un pilier (photo 122). Les joints inter-cellulaires sont également excavés, probablement en grande partie par abrasion, mais également par la perforation d'oursins.



Photo 122 : Cellule de basalte exfoliée dont les écailles ont été détruite récemment par l'abrasion sur l'estran d'Ālala Point (côte au vent d'O'ahu)



Photo 123 : Cellules de basalte à "couche" épidermique résistante en cours de destruction dans le domaine supralittoral inférieur de la plate-forme d'Ālala Point (côte au vent d'O'ahu)

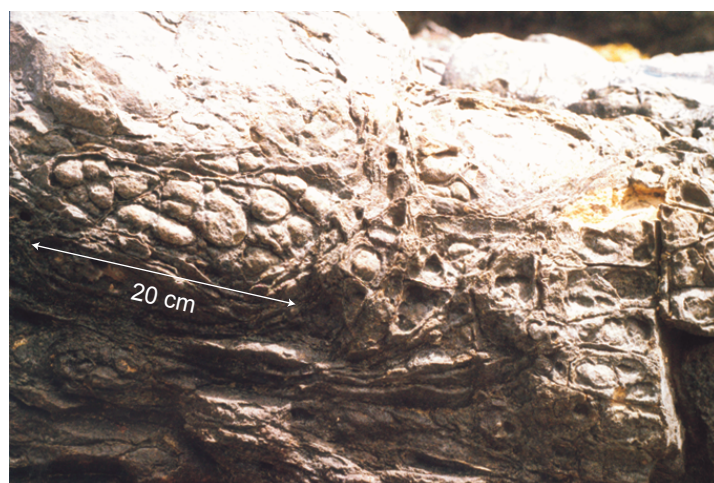


Photo 124 : Micro-cellules, parfois excavées par corrosion, avec filonnets en saillie dans le domaine supralittoral inférieur de la plate-forme d'Ālala Point (côte au vent d'O'ahu)

Sur la partie supérieure de la plate-forme, une structure complexe se surimpose au schéma ordinaire. Des cellules de plus petite taille se trouvent, en effet, sous l'épiderme des grandes entités. Il pourrait s'agir de cellules de convection au sein des grandes unités. La carapace plus foncée, épaisse de 1 à 2 cm, est d'abord trouée par des cavités d'où émergent des boules d'un à quelques centimètres de diamètre (photo 123). Une fois la « couche » protectrice détruite, celles-ci seront attaquées par la corrosion littorale, entraînant parfois leur aplanissement (photo 124). Des filonnets en saillie entourent également les petites et les grandes cellules (figure 151). La même disposition a été observée non loin de là, à Moeau Point, la phase initiale de recouvrement n'étant pas visible. Les deux stades, destruction de l'épiderme et abaissement progressif des petites cellules, sont présents conjointement sur la plate-forme et au même niveau, ce que n'implique donc pas un contrôle de la durée d'émersion. Celle-ci détermine, par contre, certainement la résistance accrue des filonnets et la météorisation du cœur des cellules, comme cela a été démontré à Madagascar.

Ainsi, sur d'autres sites qu'Alala Point, il a été remarqué que le pourtour immédiat des diaclases était en saillie de quelques centimètres dans plusieurs lapiés supralittoraux (*cf.* figure 112d), moins soumis au paquets de mer que le haut de plate-forme du site décrit précédemment. Les prismes ont également parfois leur cœur évidé, les pourtours étant « grignotés » par la corrosion progressivement. On retrouve donc un système identique à ce qui a été finement décrit par A. Guilcher *et al.* (1962) à Madagascar et ailleurs, l'ensemble des formes ne se trouvant cependant pas de façon aussi circonscrite à Hawaï.

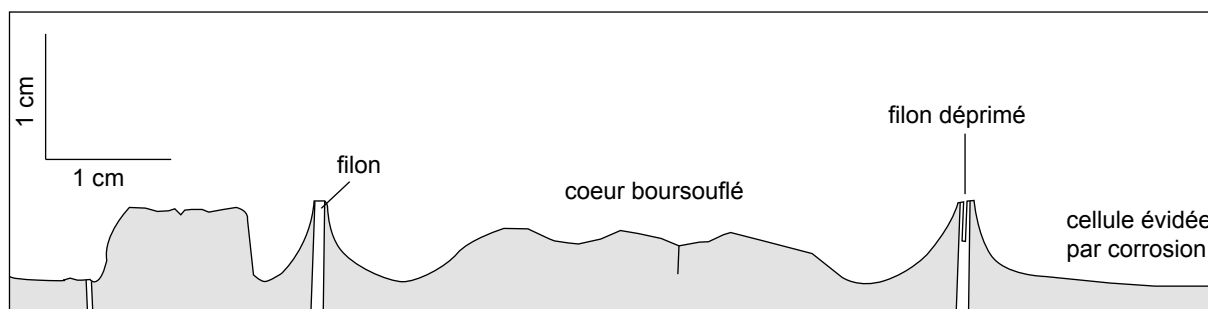


Figure 151 : Coupe dans des micro-cellules de Moeau Point (sud-est d'O'ahu)

Les coussins de lave sont également parfois exploités de façon différenciée par la corrosion littorale. Une fois la croûte protectrice percée, l'évidement rapide de l'intérieur s'effectue en laissant en surplomb la « couche » épidermique (Guilcher *et al.*, 1962). Il s'agit d'un processus semblable à celui qui individualise certaines formes d'alvéolisation (*cf. infra*), le cœur de roche pouvant être mis en saillie. Les coussins de lave observés sur le littoral hawaïen, essentiellement à Ka'auau Point (A'naeho'omalu), présentent, le plus souvent, un cœur déprimé possédant plus de pores (photo 125). Il existe parfois un bombement de roche, pourtant souvent vacuolaire, au centre du coussin entouré d'une dépression périphérique, la croûte extérieure étant en saillie (photo 126). A la structure radiale du



Photo 125 : Coussin de lave avec centre évidé au sud de Puako (golfe de Kawaihae)



Photo 126 : Coussin de lave avec cœur bombé à Ka'auau Point (golfe de Kawaihae)



Photo 127 : Coussin de lave de basalte à phénocristaux d'olivine avec cœur déprimé probablement par corrosion différentielle au sud de Puako (golfe de Kawaihae)

coussin se surimposent souvent des fissures concentriques qui délimitent de petits blocs, d'autant plus fins qu'ils sont centraux. Le délogement de ces derniers, et non la corrosion, explique, selon nous, la plupart du temps le creux au milieu de la cellule. Parfois, l'évidement central ne semble pas attribuable au délogement d'un bloc, mais à la corrosion différentielle, les parois étant lissées, notamment dans les coussins constitués de basalte à phénocristaux d'olivine (photo 127). Un seul coussin a pu être échantillonné²¹. La matrice microlitique à vitreuse est semblable entre le cœur et la périphérie, et seule la micro-vacuolisation du centre y est différente. Dans ce cas comme dans d'autres, l'érosion mécanique différentielle entre les deux parties intervient, la météorisation n'apportant souvent que des retouches.

D'autres cellules, bien différentes, ont enfin été observées à Hawaï dans des coulées parfois anciennes de seulement quelques centaines d'années. Il s'agit de grandes cellules pluridécimétriques à plurimétriques, plus ou moins ovoïdes, possédant une surface pāhoehoe macro-vacuolaire épineuse dite à « peau de requin » (*spiny* ou *sharkskin*), parfois traversée d'un réseau de diaclasses. Elles ont été interprétées comme les traces d'anciennes cavités creuses au sein de la lave²², dont la voûte s'est effondrée et a été évacuée. Ces cellules ne sont pas morphologiquement discriminantes, seul le pourtour, stigmate de l'ancien *blister*, est parfois en saillie. Elles ne se manifestent pas non plus par une différence dans le degré d'érosion.

3 – La météorisation sphéroïdale

La présence de ces structures cellulaires n'est pas spécifique du domaine côtier. Sous couvert pédologique, des boules s'individualisent en profondeur par décomposition préférentielle le long des diaclasses. Le dégagement de la gangue d'altérites donne un modelé en boules, comme pour les roches plutoniques, qui évoluent ensuite par exfoliation en pelures d'oignon. C'est le processus, fréquent dans l'archipel d'Hawaï (Macdonald *et al.*, 1983), de météorisation sphéroïdale (*spheroidal weathering*). Sur le littoral hawaïen, nous avons également observé sur les pains de roche en saillie des feuillets parallèles se détachant par desquamation (*cf.* photo 122). Des observations avaient également été faites à Madagascar, les dalles formant parfois des « micro-cuestas » autour du dôme central (Guilcher *et al.*, 1962).

La météorisation sphéroïdale est encore mal comprise. Certains avancent la possibilité d'une ségrégation primaire lors du refroidissement de la lave, d'autres la présence de diaclasses courbes concentriques autour du noyau sain ou d'un réseau de micro-fractures (Ollier, 1971). L'origine n'est pourtant pas forcément interne à la roche. L'eau s'infiltre en profondeur dans le manteau d'altérites, pénètre la partie superficielle plus poreuse de la

²¹ Il a souvent été difficile de prélever des échantillons sur le terrain en raison de la résistance de la roche. Bien souvent, un surplomb ou la présence d'un bloc en partie délogé était nécessaire.

²² Alors que la lave est encore fluide, les gaz parviennent à soulever la croûte sus-jacente formant des *blisters* (Kieffer, 1979). Certaines de ces formes sont construites par le soulèvement « en cloche » de la lave lors de l'arrivée de la coulée sur une zone humide (*steam bubbles*).

roche où les processus d'hydrolyse sont facilités, permettant ainsi l'exfoliation d'écailles autour des boules (Kieffer, 1968). La thermoclastie et les alternances humectation/dessiccation interviennent également après leur mise à nu en surface. Cette hypothèse est confortée par l'existence de la météorisation sphéroïdale sur d'autres types de roche que les laves (Guilcher *et al.*, 1962 ; Augustithis, 1982). Des structures concentriques enrichies en fer ont, par ailleurs, été observées autour du cœur de la cellule. Ces auréoles ont été interprétées comme le résultat de la diffusion d'éléments dissous qui précipitent, selon la théorie de diffusion de Liesegang (Augustithis, 1982 ; Prasad et Sarracino, 1989). Elles participent à la desquamation en isolant différentes couches de résistance différente.

Si la météorisation sphéroïdale est relativement commune, elle nécessite néanmoins des conditions micro-structurales particulières, puisque la décomposition en boules ne s'observe que dans les laves à pâte fine interstitielle, jamais dans les laves cristallisées ni celles à verre (Kieffer, 1968). Elle est également moins fréquente dans les basaltes à néphéline que dans les autres types de lave à Hawaï (Stearns et Vaksvik, 1935).

4 – Tentative d'explication de l'exploitation des structures cellulaires

Il convient de rester prudent sur l'interprétation des formes car elles peuvent être simplement structurales. Ainsi, la surface des articles de certaines chaussées à prismes peuvent être courbes, alternativement convexes ou concaves (Guilcher *et al.*, 1962 ; Reffay, 1969 ; do Amaral, 1974). La plupart d'entre elles résultent néanmoins d'une météorisation différentielle selon le temps d'émersion. L'abrasion participe également au dégagement des formes dans la partie basse de l'estran, comme l'indiquent la présence de galets dans les dépressions entre les pains de lave (Guilcher *et al.*, 1962) et la destruction des écailles latérales à Alāla Point.

L'inversion des formes dépend, selon A. Guilcher et ses co-auteurs (1962), d'une sensibilité à la corrosion grandissante du cœur des cellules avec le temps d'assèchement et, à l'inverse, de leur périphérie avec la durée d'humectation. Il est également possible que le pourtour des cellules soit moins résistant à l'abrasion (proximité des diaclases), tandis que le cœur de la cellule est solide, mais facilement altérable. C. Levieux (2001) note ainsi sur le littoral de l'Etna que le cœur des cellules est plus vacuolaire, facilitant l'haloclastie.

L'examen des cellules et des autres formes de corrosion sur le rivage de l'archipel hawaïen nous a permis de souligner l'étagement des processus. Dans le domaine supralittoral, l'alvéolisation peut déprimer le centre des cellules jusqu'à mener à une surface lisse, comme sur les lapiés et taffonis (stade d'alvéolisation 5). Les formes en piton, situées plus bas, sur l'estran, sont rares à Hawaï et attaquées par la météorisation sphéroïdale. Il est possible que les alternances d'humectation, à marée haute ou lors de tempête, et de dessiccation, le reste du temps, engendrent des phases d'hydratation et de précipitation des

éléments dissous, diffusant des anneaux plus résistants, au-dessus desquels l'altération est plus efficace. Aucune preuve ne peut cependant étayer ces suppositions.

Nous tenterons dans les sections suivantes de mieux comprendre le rôle dans la corrosion littorale de la micro-structure de la roche et de la présence de minéraux mafiques qui pourraient expliquer l'évolution différenciée de la périphérie des cellules de leur noyau.

B. La texture de la roche

La micro-structure de la roche (agencement des minéraux, vides inter-granulaires, porosité, homogénéité ou hétérogénéité de la taille des cristaux) influe essentiellement sur sa capacité de météorisation. Toutefois, elle intervient également dans sa résistance à l'abrasion, notamment par la fragilisation du matériel que la corrosion littorale induit. C'est un élément essentiel pour comprendre la genèse des formes de détail, particulièrement pour les formes d'alvéolisation.

1. La météorisation préférentielle des discontinuités

a) Le rôle des discontinuités dans l'altération chimique

La porosité, de pores et de fissures, joue un rôle important dans l'altération des laves basaltiques (Kieffer, 1968 ; McPhie *et al.*, 1993), même si une trop forte perméabilité limite la pédogenèse, comme l'atteste l'absence de talwegs sur les coulées de lave les plus récentes d'Hawaï. La comparaison de lames minces d'échantillons de roche au microscope optique à lumière polarisée analysée (LPA) et non analysée (LPNA) a permis de mettre en valeur l'importance des discontinuités au sein de la roche dans les processus de corrosion littorale. L'imprégnation du matériel par une résine a permis la conservation des résidus de l'altération.

L'altération chimique semble se concentrer, dans un premier temps, dans les vacuoles (ou vésicules) et les micro-fissures au sein de la roche (photos 128 et 129), comme cela a déjà été décrit sur des roches volcaniques dans d'autres milieux (Pomel, 1986 ; Macaire *et al.*, 1990). On observe, en effet, souvent au microscope du verre altéré, parfois en sphérolites (petites masses sphériques de structure fibro-radiée, parfois concentrique), sur le pourtour des cavités ou autour des baguettes de plagioclases et un remplissage de minéraux

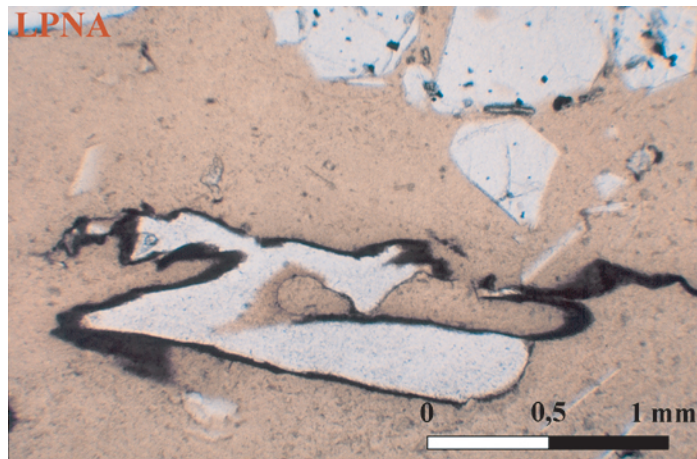


Photo 128 : Argile le long d'une micro-fissure sur la croûte d'un basalte tholéitique (échantillon B6 en fin d'expérimentation)

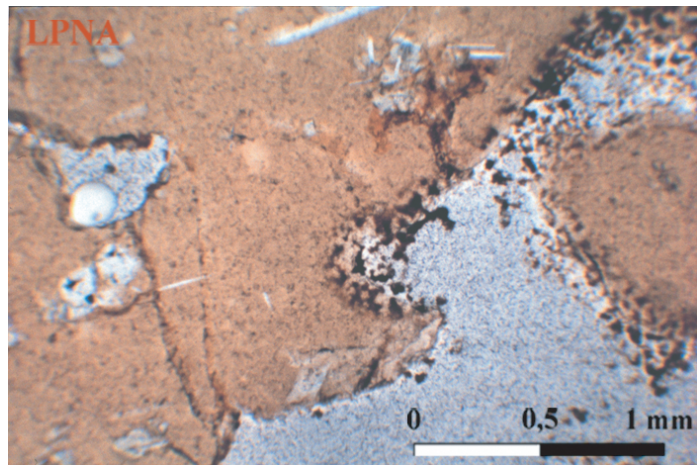


Photo 129 : Altération préférentielle autour des vacuoles et le long de micro-fissures sur la croûte de la coulée de Ka'ena Point datant de 1972



Photo 130 : Bloc de basalte de faciès gris s'érodant en plaques de desquamation à Noio Point (Kona Nord)



Photo 131 : Bloc de basalte de faciès noir fortement taffonisé (stades 4 et 5) à Kalihi Point (Kona Nord)

argileux dans les fissures après l'expérimentation (échantillons de basalte à croûte B et basanite C, et de façon moins nette basalte vacuolaire A et tufs E).

Il faut néanmoins rester prudent sur l'interprétation car les différences sont parfois ténues, d'autant plus que la texture peut légèrement varier au sein de la même roche. De plus, certains échantillons avaient déjà subi une altération avant l'expérimentation, d'origine magmatique ou subaérienne (surtout C et Aa). C'est la raison pour laquelle une analyse au microscope électronique à balayage (MEB) ne nous a pas semblé nécessaire, compte-tenu des contraintes techniques et de temps. Néanmoins, il semble que la texture et la microstructure de la roche conditionnent la propagation de l'altération chimique dans la roche (Marie, 2002c), comme les observations sur le terrain le confirment (cupules de corrosion dans les vacuoles du cœur massif des coulées 'a'ā...).

Il existe cependant des exceptions. Ainsi, il a été remarqué sur des blocs à Noio Point dont le pourtour des vacuoles était en saillie, formant des sortes de cratères sur la roche. Comme dans le cas de la bordure des diaclases mise en relief dans les structures cellulaires (*cf. supra*), il pourrait s'agir d'un refroidissement plus rapide autour de la vacuole ayant entraîné une vitrification plus importante, synonyme de résistance accrue aux processus chimiques.

b) Le rôle de la porosité dans les processus mécaniques de la météorisation

Des expérimentations ont montré que l'efficacité de l'haloclastie (nature de la croissance du cristal de sel et conséquences sur la roche) était directement liée à la porosité, la micro-porosité ou la capacité d'absorption de l'eau par la roche puisqu'elles déterminent l'espace disponible (Cooke, 1979). Les analyses d'échantillons prélevés sur les cellules volcaniques de Madagascar ont, par exemple, montré que l'abondance des vacuoles était l'un des paramètres les plus notables pouvant expliquer leur alvéolisation préférentielle (Guilcher *et al.*, 1962).

Les vacuoles piègent l'eau de mer et permettent la croissance des cristaux de sel, responsables de formes d'alvéolisation, malgré l'absence apparente de discontinuités granulaires. Ainsi, le basalte très vacuolaire Aa est surtout sensible à la *Salzsprengung*, même à faibles températures (P5), détachant des fragments polyminéraux de roche. La basanite (C), moins résistante à la corrosion, surtout à hautes températures (P4 et P6), subit la mise en solution de la néphéline lors de l'immersion et un émiettement par haloclastie au niveau des vides ainsi créés. Les tufs (E) sont plus facilement érodés que la basanite uniquement à basses températures, car les minéraux sont plus sensibles à l'altération chimique, mais moins à l'haloclastie (roche microgrenue). Certaines roches ont même été totalement désagrégées lors d'une éersion à fortes températures (*cf. supra*). Pour les

autres roches, la porosité était trop faible pour permettre leur effritement (roches B et D) ou trop importante (roche A), la cristallisation des sels n'étant pas suffisante pour que la pression exercée sur les parois des vacuoles atteigne le point de rupture par rapport à la résistance du matériel et la fasse se disloquer (fragmentation au niveau des micro-pores).

Les produits de la météorisation prélevés sur le terrain ont également été analysés au microscope. Dans certains cas, il s'agit de plaquettes de desquamation de polyminéraux (plagioclases et quelques minéraux mafiques) pris dans une matrice vitreuse, comme au creux des lapiés d'Honu'apo. Le sable tapissant le fond d'un taffoni d'un bloc de Noio Point était composé de minéraux isolés : magnétites, plagioclases (parfois cassés), olivines et nombreux petits minéraux de clinopyroxène et d'augite. La désagrégation granulaire a pu alors s'effectuer à partir du pourtour des cristaux altéré préférentiellement.

2. La résistance des textures microlitiques et vitreuses

a) Les apports de l'expérimentation

Les contrastes dans le poids perdu par les différents types de roche s'expliquent en grande partie par l'agencement des minéraux et leur état de cristallisation (cf. figure 125). Le basalte alcalin (D) est ainsi une roche résistante en raison de sa texture microlitique, qui empêche une cristallisation efficace des sels. La croûte vitreuse superficielle des coulées basaltiques, formée lors du refroidissement rapide de la lave, limite également la corrosion en confinant les processus à la surface de la roche, essentiellement au niveau des fissures et des minéraux les plus fragiles. Ainsi les échantillons Ab et B sont des roches résistantes, avec un lent écaillage, lié à l'hydrolyse et l'haloclastie le long des fissures. Le basalte Ab ayant une croûte plus fine, la fragmentation est plus aisée, ce qui facilite l'haloclastie à haute température.

Dans le même ordre d'idée, l'interface substrat/eau de mer est, par ailleurs, recouverte parfois d'une fine couche de micro-organismes qui protègent la roche, pouvant limiter la portée des réactions chimiques et physico-chimiques. La comparaison des échantillons Ca et Cb montre effectivement une érosion différenciée selon les protocoles qui est difficilement explicable.

b) Les résultats des mesures morphométriques sur les blocs de tempête

Lors du comptage des blocs de tempête, le faciès pétrographique de la roche a été relevé. Deux types de basalte ont été reconnus. Le faciès noir est un basalte dense et

compact à pâte vitreuse enserrant parfois des minéraux d'olivine, tandis que la mésostase (matrice interstitielle) du basalte gris est microlitique à microgrenue (photos 130 et 131).

En analysant les données plus finement, on s'aperçoit que la proportion de blocs de basalte noir peu ou pas corrodés (stade 1 et 2) est généralement moins importante sur la côte sous le vent que sur l'autre façade maritime (figure 152), et ce, de manière plus nette qu'en utilisant l'ensemble des blocs. En excluant la station la plus arrosée de 'Auwae, la relation est même particulièrement flagrante (figure 153).

Les différences sont moins nettes pour le faciès gris. Le basalte noir semble donc plus sensible aux conditions météorologiques que le basalte gris. Il est possible que, sur ce faciès mieux cristallisé, la désagrégation granulaire par haloclastie soit plus rapidement effective que sur le basalte plus vitreux lors de conditions climatiques défavorables (fortes précipitations). Le climat relativement sec du golfe de Kawaihae et de la province de Kona Nord favorise, en revanche, la cristallisation des sels, quelle que soit la taille des pores de la roche. Les contrastes restent néanmoins ténus et il faut se garder de toute généralisation.

c) Deux types de lave à corréliser avec la position au sein de la coulée

Les deux faciès de basalte se retrouvent parfois dans l'étagement des unités laviques visible sur les abrupts côtier. La partie centrale des unités se découpe en blocs plus gros et clairs (voir, par exemple, sur la photo 66), tandis que les parties sommitales et basales de la coulée donnent des prismes ou des « faux prismes » plus irréguliers, noirs, de plus petites tailles, les différents horizons plus ou moins vacuolaires étant limités par des diaclases sub-horizontales. Cette organisation diffère de ce qui a pu être observé sur d'autres coulées basaltiques. G. Kieffer (1968 ; 1969) distingue ainsi trois types de lave correspondant avec la structure interne des coulées de lave :

- basalte gris entièrement cristallisé à structure doléritique, sans pâte interstitielle (type I), dans les basaltes saturés en silice, poreux, se prismant très grossièrement en larges blocs et se désagrégeant rapidement ;
- basalte gris bleu à pâte fine interstitielle (mésostase cristalline) des colonnades basales et pseudo-colonnades sommitales, se trouvant également dans les niveaux à dalles ;
- basalte noir et compact, peu poreux, à verre brun interstitiel, des « faux prismes » de l'entablement.

A Hawaï, le triptyque pseudo-colonnade - entablement - colonnade n'existe pas réellement. Le basalte gris est caractéristique de la partie centrale et sa texture intersertale peut parfois être qualifiée de doléritique²³. Le basalte noir se retrouve sur les parties supérieure et inférieure de la coulée, la lave étant plus vacuolaire au sommet. La texture plus

vitreuse s'explique par le refroidissement plus rapide (Cashman et Kauahikaua, 1997). Cette organisation a déjà été décrite sur d'autres coulées de lave (Aubele *et al.*, 1988 ; McPhie *et al.*, 1993).

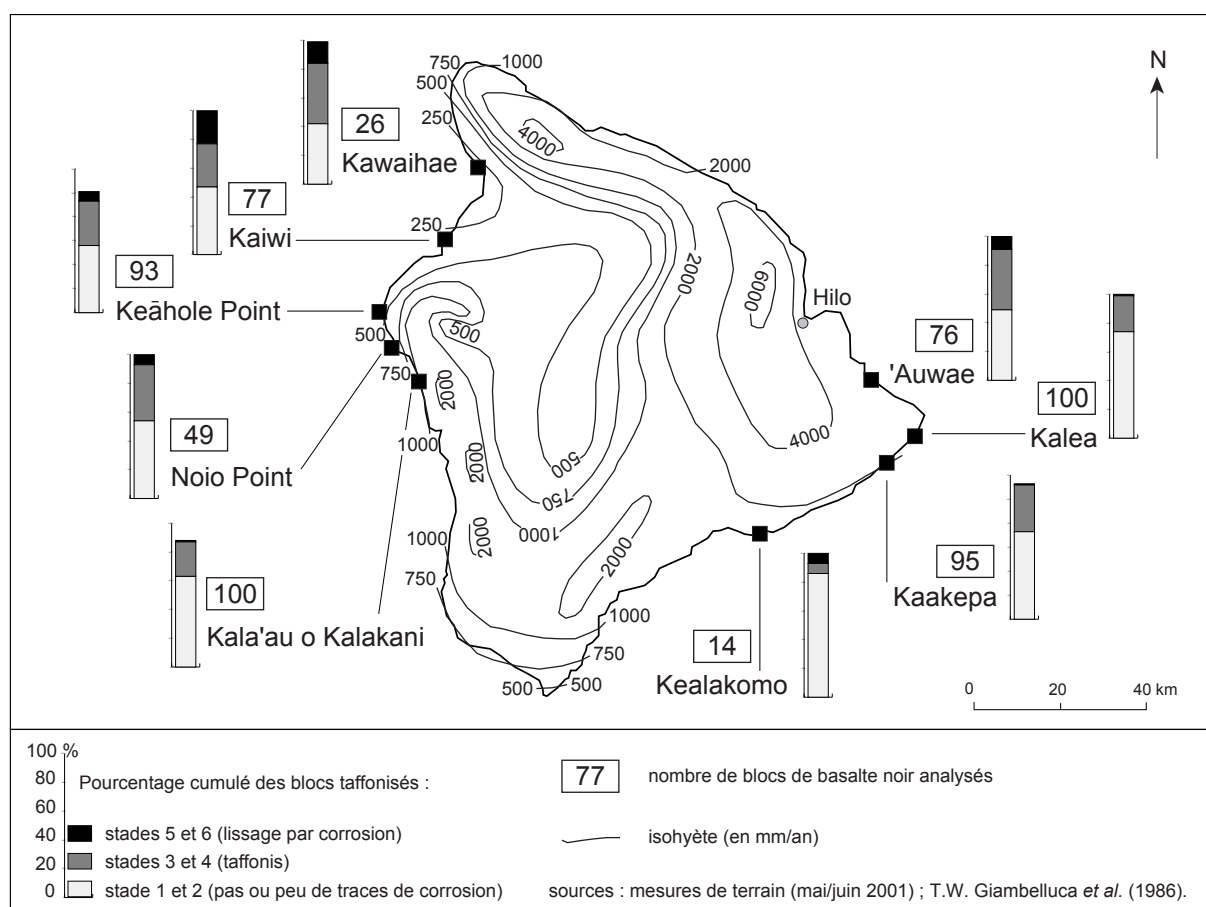


Figure 152 : Résultats des comptages de blocs de tempête taffonisés de faciès noir

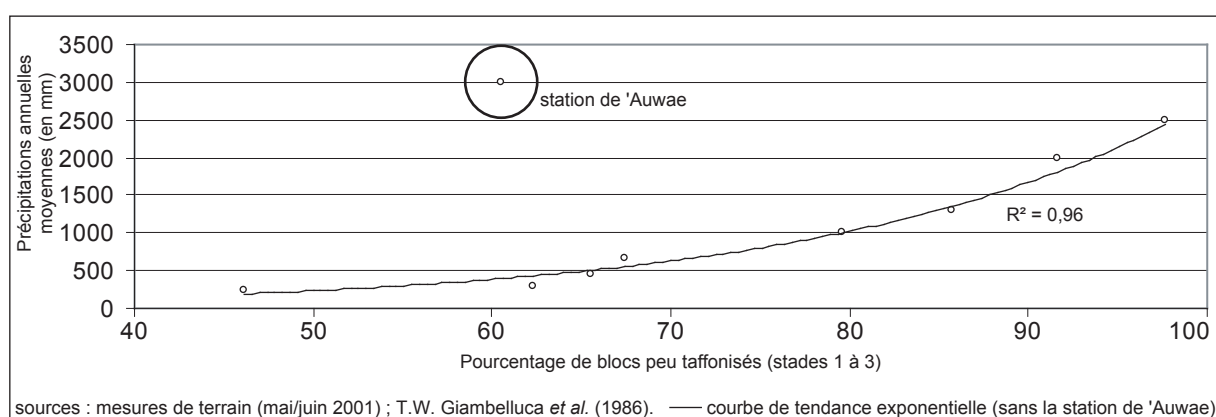


Figure 153 : Relation entre les blocs de tempête peu taffonisés de faciès noir et les précipitations annuelles moyennes

²³ La structure intersertale est caractérisée par des microlites non orientés délimitant des espaces occupés par une mésostase ou un autre minéral. La structure doléritique est un sous-type de la précédente dans laquelle les baguettes de plagioclases ménagent entre elles des espaces remplis de clinopyroxènes ou d'une pâte vitreuse.

La réponse différente à la météorisation des deux types de basalte avait déjà été soulignée sur les falaises, les taffonis et les nids d'abeilles se développant essentiellement sur les larges panneaux massifs gris alors qu'ils sont plus rares sur les niveaux inter-basaltiques.

Les blocs de basalte gris proviennent donc du cœur de la coulée, les blocs de basalte noir de la partie basale ou sommitale. Pour ces derniers, la teinte rouge parfois observée provient de l'oxydation de la roche lors de la mise en place de la coulée qui se retrouve dans certains horizons inter-basaltiques entre deux unités laviques. L'exemple des débris de Ka'ena Point déposés lors du tsunami de 1975 est particulièrement didactique. Les éléments les plus clairs sont les plus météorisés et les plus gros car ils proviennent de la partie centrale. Les petits blocs, plus denses et foncés, parfois oxydés, résultent eux de la destruction de la partie inférieure et n'ont parfois pas été retouchés par la corrosion littorale.

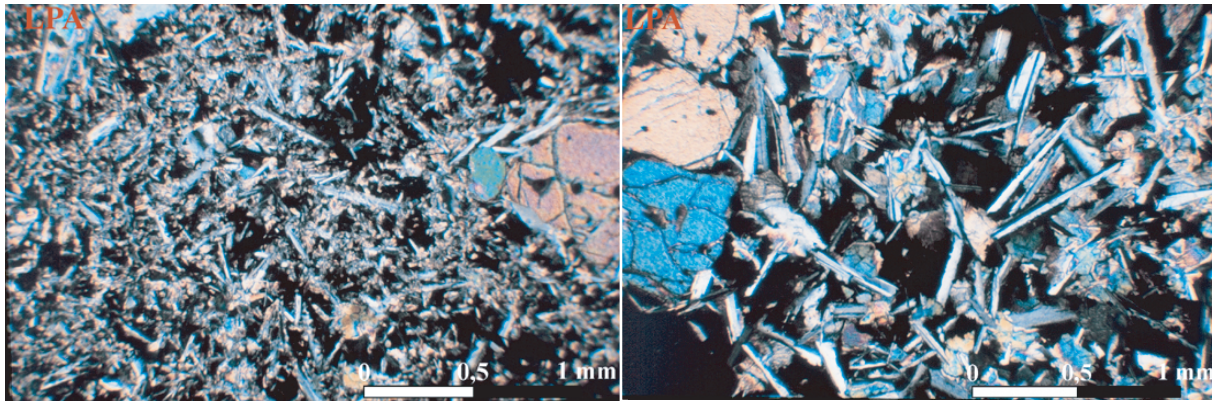
d) Des différences texturales locales générant des contrastes de météorisation

Les différences dans la texture de la roche expliquent la corrosion différentielle selon le faciès de la lave. Elles sont également responsables, à l'échelle d'une « couche » de lave ou d'un bloc, correspondant à une ancienne cellule de convection, d'un comportement différent de la météorisation, mettant en relief les portions plus vitreuses et façonnant des formes d'alvéolisation. La partie externe vitreuse, refroidie plus rapidement, à l'air libre ou le long d'une fente de rétraction, va, dans un premier temps, limiter l'excavation de la roche. Sous cette croûte protectrice centimétrique à pluri-centimétriques, le matériel mieux cristallisé est plus sujet à la météorisation. Ainsi s'expliquent les taffonis et lapiés de l'étage supralittoral.

L'observation des lames minces d'échantillons de roche prélevés sur ces formes de corrosion²⁴ montre que la partie résistante est souvent microlitique (taffonis de Ka'ena Point, photos 132) ou vitreuse (taffonis de Noio Point et de la coulée de Heiheiahulu, lapié de Punalu'u avec gradient de cristallisation vers le bas, photos 133). La partie sous-jacente possède des minéraux mieux cristallisés, lamelles de plagioclase essentiellement, d'une longueur de 0,2 à 1 mm, avec une structure intersertale.

Il existe néanmoins des exceptions. Les lapiés d'Honu'apo, d'une profondeur pouvant atteindre 30 cm, ne présentent, par exemple, pas de différences lithologiques ou texturales marquées entre la partie inférieure et la partie supérieure, qui semble juste plus homogène et vacuolaire, la partie résistante sus-jacente ayant peut-être déjà été détruite.

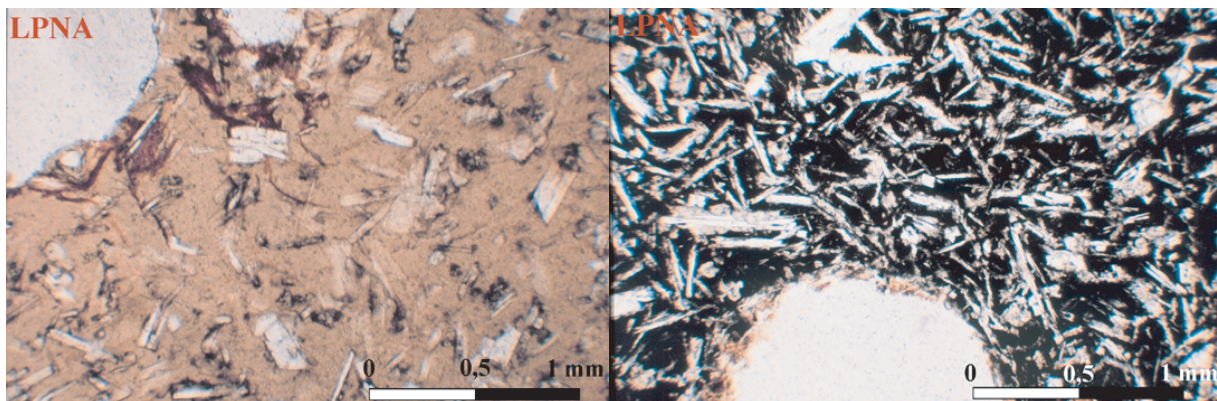
²⁴ Une trentaine de lames ont été réalisées sur 13 formes différentes (taffonis sur blocs de tempête ou lapiés sur plate-forme supralittorale), réparties sur 8 sites.



a. Texture microlitique intersertale de la partie supérieure b. Texture microgrenue à microlitique intersertale de la partie inférieure

Photos 132 : Lames minces d'un taffoni de Ka'ena Point

On note la présence de phénocristaux automorphes d'olivines (à droite sur la photo a et à gauche sur la photo b) noyés dans une pâte vitreuse riche en microlites.



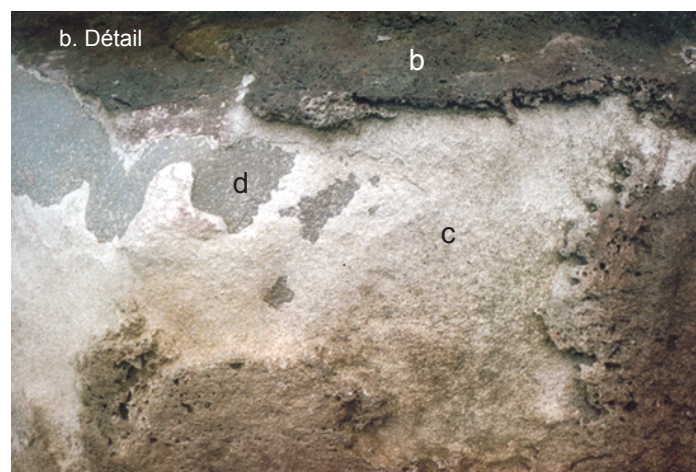
a. Texture vitroclastique de la croûte supérieure b. Texture microlitique interstale de la partie inférieure

Photos 133 : Lames minces d'un lapié de Punalu'u

Les plagioclases sont plus nombreux dans la partie inférieure, formant une texture intersertale (microlites non orientés). Une vacuole est également présente sur chacune des deux lames.



Photos 134 : Les différentes unités dans le basalte de la falaise d'Hākuma Point



Il arrive que, sous l'unité faiblement résistante et généralement plus claire, qui peut être épaisse de quelques millimètres à quelques décimètres, se trouve un horizon très résistant et foncé qui limite l'excavation de la roche (photos 130 et 134). La résistance trop importante du matériel ne nous a pas permis de prélever un échantillon. Son origine ne peut s'expliquer que par une différenciation lors du refroidissement. Un processus diagénique ou un lessivage n'aurait pas formé un cœur résistant uniforme au sein du prisme à l'origine du bloc. Plusieurs phénomènes ont pu concourir à ce cœur dense. La migration des minéraux mafiques vers la partie inférieure de la coulée lors de son refroidissement entraîne des variations de viscosité au sein des unités laviques (Rowland et Walker, 1988). Le son métallique lorsque l'on heurte la surface avec un marteau témoigne effectivement de la forte teneur en fer et probablement en minéraux magnétiques. La croissance des bulles de gaz lors du refroidissement entraîne, par ailleurs, leur migration vers le haut, laissant au centre de la coulée un secteur non vacuolaire (Aubele *et al.*, 1988). L'ouverture d'une fente lors de l'inflation d'une coulée gonflante (*inflated flow*) peut également entraîner l'évacuation du gaz vers la surface, engendrant une lave plus dense au cœur de la coulée (Walker, 1991).

e) La formation d'une croûte par remontée capillaire

L'absence de différences texturales sur certaines formes d'alvéolisation invite à s'interroger sur l'origine de la mise en surplomb. La formation d'une croûte résistante épidermique par les agents météoriques est alors envisageable, comme cela a déjà été évoqué pour la météorisation sphéroïdale.

L'infiltration de l'eau de mer et de l'eau de pluie dans la roche participe à l'altération de la roche. Lors d'une longue période de dessiccation, l'évaporation entraîne la remontée capillaire des solutions salines. Le dépôt des éléments dissous de la roche, qu'il s'agisse de silice, d'oxydes de fer, de manganèse, de magnésium ou de carbonates de calcium cimentent la roche. Ainsi s'expliquent les croûtes rougeâtres et très denses observées en certains points de la côte du Hualālai, notamment à Noio Point, correspondant à l'oxydation d'ions ferreux en ions ferriques. Il pourrait s'agir d'hématite, de maghémite (oxyde ferrique magnétique) ou bien d'hydroxydes de fer comme la limonite amorphe ou la goëthite, produits d'altération communs sur les laves d'Hawaï (Macdonald *et al.*, 1983).

Cette induration tient un rôle majeur dans la genèse des taffonis et lapiés (Bourcart, 1930 ; Winkler, 1979 ; Twidale, 1982 ; Trenhaile, 1987 ; Campbell, 1999). Au même titre que la vitrification lors du refroidissement rapide de la lave, ces encroûtements limitent la propagation de l'altération, formant un encorbellement. Les joints des nids d'abeilles pourraient également correspondre aux chenaux le long desquels la solution flue, la précipitation des éléments dissous après évaporation provoquant l'induration (Trenhaile, 1987).

f) Mise en évidence des contrastes de résistance par les mesures au *Schmidt Hammer*

Les mesures de résistance aux forces compressives effectuées sur les formes d'alvéolisation nous éclairent sur la résistance aux chocs des différentes unités au sein de la lave (figure 154). Celle-ci dépendant de la porosité du matériel, de la nature et de l'agencement des minéraux, les contrastes relevés nous renseignent, par extrapolation, sur le potentiel de météorisation de la roche, même si le parallèle ne peut être directement établi. Il a ainsi été démontré au Japon que les taffonis se développaient sur les portions de la falaise où la résistance à la compression était la plus faible (Matsukura et Tanaka, 2000) et qu'ils étaient d'autant plus grands que la valeur du rebond était basse (Matsukura et Matsuoka, 1996).

surface étudiée	site	description de la station	valeur du rebond	érosion (mm/an)
lapié	Punalu'u	croûte supérieure	25,8 ± 1,8	
		sommet d'un piton en cours d'érosion	22,6 ± 6,2	-0,01
		surface lisse d'une dépression	13,9 ± 1,8	-1,04
taffonis sur blocs de tempête	Noio Point	croûte supérieure d'un bloc de basalte gris	53,2 ± 2,3	
		sommet d'un piton en cours d'érosion	36,1 ± 3,8	
		unité résistante interne recouverte d'une fine pellicule de basalte gris	53,0 ± 3,8	
		croûte supérieure d'un bloc de basalte noir	49,9 ± 5,4	
	Keāhole Point	unité inférieure en cours d'abaissement	45,0 ± 4,7	
		unité inférieure en cours d'abaissement d'un bloc de basalte gris	44,9 ± 3,1	-0,05
		unité supérieure en cours d'abaissement d'un bloc de basalte gris	44,4 ± 4,3	-0,23
		unité inférieure d'un bloc de basalte gris	48,9 ± 5,1	0,10
corrosion pelliculaire sur falaise	ouest de Wilipe'a	partie supérieure en cours d'abaissement	31,3 ± 7,1	
		partie inférieure lissée (surmontant une unité résistante ?)	53,8 ± 5,9	
	Hākuma Point (voir photo 134)	niveau interbasaltique oxydé (a)	46,2 ± 4,8	
		croûte supérieure en cours de corrosion (b)	51,1 ± 4,4	
		unité inférieure en cours d'abaissement (c)	53,1 ± 2,3	
		unité résistante interne (d)	62,0 ± 2,3	

Figure 154 : Mesure de résistance et de micro-érosion selon les unités au sein du basalte

Il apparaît que la croûte supérieure est pratiquement toujours plus résistante que l'unité sous-jacente en cours d'érosion, de l'ordre de 10 à 50 % plus. La surface lisse du stade 5 d'alvéolisation située en dessous a une résistance moindre (lapié de Punalu'u) et s'érode facilement. Lorsque ce front de météorisation atteint le cœur résistant de la roche, le recouvrant parfois encore d'une fine « couche » mieux cristallisée, la résistance est, en revanche, comparable, voire supérieure, à la croûte superficielle (Noio Point, Hākuma Point et certainement Wilipe'a). Les valeurs relevées peuvent alors être très importantes, atteignant 62,0 ± 2,3 à Hākuma Point. Le taffoni du deuxième bloc de tempête de Keāhole Point se trouve dans une situation intermédiaire. La partie sus-jacente s'abaissant de 0,23

mm par an, est légèrement moins résistante que le creux de la dépression qui doit atteindre une unité plus dure.

g) Interprétations sur la genèse des formes d'alvéolisation

La genèse des formes d'alvéolisation semble donc être en grande partie liée à la pétrographie dans les roches volcaniques (Marie, 2002c), comme cela a parfois été évoqué pour d'autres types de roche (*cf.* Chapitre I. Section A.2.a.2.). Une fois la croûte résistante sus-jacente percée ou enlevée par desquamation, le matériel rocheux offre moins de résistance et l'alvéolisation se propage, la carapace protectrice formant un encorbellement (stades 2 à 4 de la figure 111). Ce processus se poursuit jusqu'à l'affleurement d'une unité plus résistante donnant une surface lisse (stade 5). La destruction progressive de celle-ci mène à une nouvelle phase d'alvéolisation (stade 6). Lorsque la « couche » est trop résistante (cœur de certains prismes), les processus physico-chimiques ne peuvent excaver davantage la roche. Il existe néanmoins des cas où la texture de la roche est homogène, l'encorbellement des formes d'alvéolisation s'expliquant alors plus difficilement (encroûtement par remontée capillaire ?). En outre, sur les basaltes à faciès noir, la différence texturale entre l'épiderme et la partie interne semble moindre, comme l'indique d'ailleurs la résistance comparable entre la croûte et l'intérieur du bloc de basalte noir de Noio Point (*cf.* figure 154).

L'agencement des minéraux pourrait également déterminer la résistance de la roche. Les prélèvements des différentes parties de cellules exploitées par la corrosion à Madagascar montrent ainsi que la disposition ordonnée des microlites de feldspaths ou de minéraux mafiques confère à la roche une « semi-schistosité » qui facilite sa météorisation, à l'inverse d'une organisation enchevêtrée, gage de cohésion (Guilcher *et al.*, 1962). Sur les lames minces analysées, aucune différence notable n'a été remarquée entre les différentes parties des formes d'alvéolisation d'Hawaï concernant l'arrangement des cristaux au sein de la matrice vitreuse ou microlitique, la texture étant toujours intersertale lorsqu'elle n'était pas hyaline (vitreuse).

Nous n'avons pas étudié de taffonis dans les tufs, mais un processus analogue peut être supposé. Ainsi, à Kahauloa, la corrosion laisse en saillie des figures vermiculées (*cf.* photo 96) possédant une croûte à texture hétérogène à fragments de basalte, contrairement à la roche en dessous, plus homogène en lame mince. On constate dans le même secteur une érosion en « pile d'assiettes » des tufs en raison de la résistance accrue de la croûte épidermique des différents lits.

h) L'origine de la dépression primaire

Si ce schéma général semble valable pour la plupart des formes d'alvéolisation, une question reste en suspens. Comment s'initie la forme sur la surface rocheuse ? Cette interrogation est d'ailleurs valable pour toutes les formes d'alvéolisation, qu'il s'agisse de nids d'abeilles, de taffonis ou de lapiés, voire pour des mares de corrosion.

Nous avons déjà souligné l'importance de la structure de la roche pour l'origine de la forme dans la première section de ce chapitre. Certains chercheurs y voient également l'influence de la micro-structure ou texture. H.S. Palmer et H.A. Powers (1935 *in* Trenhaile, 1987) suggèrent ainsi que les nids d'abeilles sont amorcés à partir des vacuoles dans les coulées de lave d'Hawaï. Pour A. Guilcher et J.-C. Bodéré (1975), seuls les alvéoles millimétriques y trouveraient éventuellement leur origine. Nos observations montrent que de nombreuses vacuoles sont effectivement élargies par corrosion. Elles peuvent être à l'origine de cavités plus larges dont la localisation exacte ne dépend pas directement de l'implantation des vacuoles, ces dernières ne facilitant que la perforation de la croûte protectrice.

Nous ne pensons pas, comme certains auteurs (Bartrum, 1936 *in* McBride et Picard, 2004 ; Rodriguez-Navarro *et al.*, 1999), que le développement de formes de corrosion soit totalement le fruit du hasard. La topographie de la surface, fortement corrélée avec la structure de la roche, guide l'eau jusque dans les dépressions où les processus seront plus actifs. De la texture du matériel dépend, à une autre échelle, l'infiltration de l'eau et son potentiel corrosif. Elle peut donc influencer la position initiale des microformes, sans toutefois contrôler forcément leur extension ni leur espacement.

E.F. McBride et M.D. Picard (2004) proposent une organisation du processus originale selon la structure de Turing (*Turing patterns*), théorie basée sur l'interaction entre un mécanisme activateur et un mécanisme inhibiteur (figure 155). Cette théorie, à l'origine mathématique, a été vérifiée expérimentalement. En fonction de paramètres externes topoclimatiques et internes (porosité, perméabilité et structure de la roche, en l'occurrence le grès) la météorisation façonne une cavité peu profonde. Celle-ci a tendance à s'étendre et à s'approfondir. Dans le même temps, un processus d'induration chimique se développe à partir du site d'érosion. L'agent qui en est à l'origine n'a pu être déterminé sur le terrain d'étude de E.F. McBride et M.D. Picard (2004), il pourrait s'agir de la précipitation d'éléments chimiques sur les roches volcaniques. La diffusion de ce durcissement local étant plus rapide que le mécanisme d'altération, une auréole plus résistante se forme autour de la dépression, empêchant l'extension latérale de la forme. Dans le même temps, d'autres dépressions se créent là où faiblit l'influence de l'induration. Un équilibre dynamique se crée entre la météorisation et son inhibition par durcissement, entraînant un modelé en nids d'abeilles. On peut imaginer que la diffusion de la météorisation permet, à terme, la destruction des parois et la genèse de surfaces lisses comme nous avons pu l'observer à Hawaï.

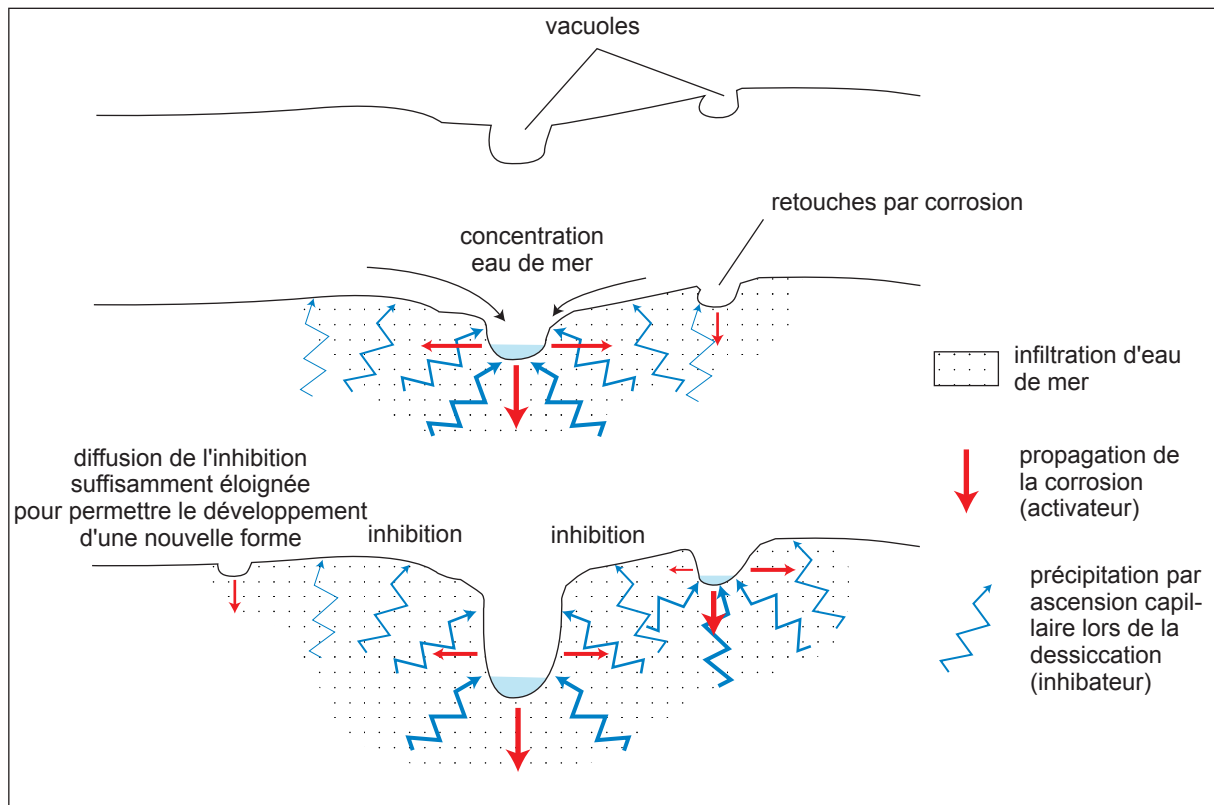


Figure 155 : Théorie de la genèse de nids d'abeilles selon la structure de Turing

C. La lithologie et la minéralogie

Selon la nature de la roche (lithologie) et sa composition minéralogique, les formes de détails seront plus ou moins enclines à être sculptées. Toutefois, comme le remarque G. Kieffer (1968, p. 47), « les compositions chimiques et minéralogiques ne jouent qu'un rôle secondaire dans les différences de comportement devant l'altération » dans les laves basaltiques

1. Le type de roche

Nous ne reviendrons pas ici sur les différences morphologiques, déjà abordées auparavant, entre les littoraux façonnés dans des basaltes et dans les tufs volcaniques, en raison du litage et de la moindre résistance de ces derniers.

a) Les formes d'érosion différentielle

Pour qu'il y ait érosion différentielle, il faut que deux roches différentes soient juxtaposées, ce qui n'est pas fréquent à Hawaï, le basalte tholéiitique à olivine dominant. En Islande, les basaltes à olivine, porphyriques, tholéiitiques à grains fins, vacuolaires ou riches en zéolites sont les plus sensibles à la corrosion littorale (Guilcher et Bodéré, 1975). A Hawaï, aucune relation nette n'a été observée. Les laves plus alcalines sont plus résistantes à l'altération et protègent souvent le basalte sous-jacent (Moberly *et al.*, 1963). Les basaltes à olivine ou à néphéline, ainsi que les mugéarites (andésite), seraient les plus facilement altérés dans le domaine continental, selon G.A. Macdonald et ses co-auteurs (1983), la rareté des affleurements de ces deux dernières roches sur le littoral ne permettant pas d'y vérifier ces différences. Le basalte altéré est bien entendu moins résistant que le basalte sain, creusant des encoches lorsqu'il se trouve sous une chape de roche massive (brèches basales altérées).

Des reliefs résiduels de plusieurs mètres de haut, formant des « monadnocks de résistance », accidentent certaines plates-formes volcaniques en domaine littoral. Ils ne peuvent être dégagés par érosion différentielle que dans le cas d'une longue évolution, ce qui explique leur rareté sur l'île d'O'ahu et leur absence sur celle d'Hawaï. Le plus célèbre de ces « *pōhaku* », vénérés par les anciens Hawaïens (James, 1991), est certainement Pele's Chair, la chaise de Pele, à l'est de Kaloko (O'ahu).

Sur les plates-formes constituées de tufs volcaniques, des bombes composées d'un matériel différent de l'encaissant ont pu être mises en saillie (bloc possédant une croûte ferrugineuse, basalte, calcaire corallien) ou en dépression (conglomérat, parfois le basalte). Il arrive même que la corrosion littorale ait mis en relief le cœur d'un bloc de calcaire, sa couronne étant déprimée par rapport aux tufs. Le calcaire corallien est, par ailleurs, parfois plus résistant que le basalte, comme à Mā'ili Point, sur la côte sous le vent d'O'ahu, où il est mis en surplomb. Tout semble dépendre du temps de submersion. Ainsi C.K Wentworth et J.E. Hoffmeister (1940) ont remarqué sur un platier corallien de la péninsule d'Ulupa'u (côte au vent d'O'ahu) des blocs de tufs incorporés au calcaire, déprimés dans la partie haute et, au contraire, en saillie dans sa partie basse. On retrouve ici le principe d'une différenciation morphologique selon l'efficacité de la corrosion littorale, comme pour les structures cellulaires.

Les mesures de micro-érosion réalisées lors de cette étude indiquent une érosion semblable pour les tufs et les basaltes en domaine supralittoral (moyenne des stations de respectivement - 0,12 et - 0,09 mm/an), mais, lorsque la roche est régulièrement humectée, le basalte semble plus résistant, des micro-algues colonisant souvent l'estran (moyenne des stations médiolittorales de - 0,23 et - 0,06²⁵ mm/an). Les basaltes alcalins ou les coulées 'a'ā n'apparaissent pas plus rebelles. Les mesures établies sur les coulées le plus récentes

²⁵ Moyenne effectuée en excluant la valeur suspecte de la plate-forme d'abrasion de Kaimū (*cf. supra*).

(Highcastle et Wilipe'a Est) ne nous semblent pas significatives, compte tenu du soulèvement et de l'abaissement des écailles superficielles qui expliquent la variabilité des valeurs (cf. figure 121). Enfin, le seul site mesuré sur un grès de plage (Diamond Head), au milieu d'un lapié, n'est pas beaucoup plus sensible à la corrosion que les roches volcaniques avec 0,25 mm d'abaissement annuel, valeur qui est même nettement inférieure au lapié de la plate-forme basaltique de Punalu'u (- 1,04 mm).

b) Les différences de résistance du matériel

Selon la dureté de ses minéraux et sa porosité, la roche sera plus ou moins résistante à la compression, à l'écrasement ou encore au cisaillement. Les valeurs du rebond ont été utilisées jusqu'ici comme indicateurs de l'état d'altération de la roche (plates-formes à rempart externe, formes d'alvéolisation). Les mesures au *Schmidt hammer* nous permettent également de comparer les différentes roches entre elles, en étant conscient que la résistance aux forces compressives des vagues dépend surtout du diaclasage dans les coulées les moins massives. La dureté de la roche intervient dans la vitesse de formation des microformes d'abrasion, mais également, par transposition, dans l'efficacité de la météorisation.

Aucune relation ne se dégage, par ailleurs, entre l'abaissement de la surface mesurée au M.E.M. et sa résistance déterminée au *Schmidt hammer* (figure 156). Ceci démontre les limites des deux méthodes (précision des données), mais surtout que la dureté d'une roche n'est pas le seul paramètre qui intervienne pour contrôler son érosion par abrasion ou météorisation.

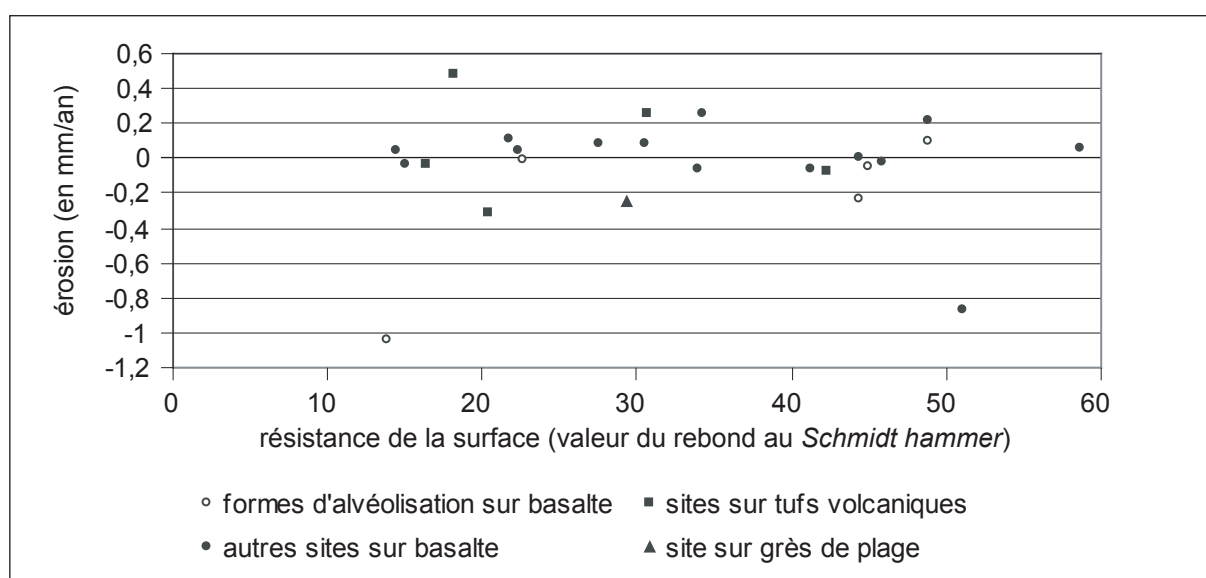


Figure 156 : La non-relation entre l'abaissement de la surface et la résistance de la roche

site	âge de la coulée	roche	morphologie	position	étage	valeur R	moy.
Diamond Head		grès de plage (<i>beachrock</i>)		rempart en haut de plate-forme	supralittoral	29,4 ± 3,7	29,4
Koko Kai Beach Park	0,9-0,03 Ma	tufs palagonitique		haute plate-forme	supralittoral	20,4 ± 2,1	29,4
		tufs palagonitique		falaise	supralittoral	30,7 ± 3,0	
baie d'Hanauma	0,9-0,03 Ma	tufs palagonitique		haute plate-forme (rempart)	médiolittoral	30,7 ± 2,5	
		tufs palagonitique		haute plate-forme	supralittoral	38,0 ± 4,4	
		tufs palagonitique		falaise	supralittoral	38,2 ± 3,2	
Kōkee Beach Park	0,9-0,03 Ma	tufs palagonitique		plate-forme littorale (rempart)	médiolittoral	18,2 ± 3,1	
		tufs palagonitique		plate-forme littorale (milieu)	médiolittoral	42,3 ± 2,9	29,4
		tufs palagonitique		plate-forme littorale (haut)	médiolittoral	16,4 ± 2,1	
Wāwāmalu	34 ka	basanité à néphélines (altérées)	?	plate-forme littorale	supralittoral	44,3 ± 4,0	
Alāla Point	2,7-1,8 Ma	basalte alcalin à phénocristaux	?	haute plate-forme (rempart)	médiolittoral	21,7 ± 2,7	
		basalte alcalin à phénocristaux	?	falaise	supralittoral	33,9 ± 2,5	
Kawaihae (Honokoa Street)	0,25-0,40 Ma	basalte alcalin à phénocristaux de plagioclases	?	plate-forme étagée	supralittoral	51,1 ± 6,2	29,4
		idem (unité sous-jacente micro-vacuolaire)	?	plate-forme étagée	supralittoral	45,8 ± 2,6	
Laupāhoehoe Point	0,19-0,0045 Ma	croûte vacuolaire d'un basalte	?	promontoire	supralittoral	58,6 ± 2,9	
		basalte vacuolaire sous-jacent	?	promontoire	supralittoral	39,8 ± 3,5	
sud Puakō	5,0-3,0 ka	basalte vacuolaire	pāhoehoe	plate-forme littorale	médiolittoral	27,5 ± 1,9	
		basalte vacuolaire	pāhoehoe	plate-forme littorale	supralittoral	22,3 ± 2,1	
		basalte vacuolaire	pāhoehoe	plate-forme littorale	supralittoral	14,5 ± 1,8	31,5
Maona Hauae	2,4 ka	basalte microvacuolaire	pāhoehoe	haute de plate-forme	supralittoral	26,7 ± 3,7	
Lelewi Park	450-1200	basalte vacuolaire (surface humide)	pāhoehoe	plate-forme littorale	médiolittoral	34,3 ± 4,0	
'Opihikao	450-1200	basalte microvacuolaire nappé de microalgues	pāhoehoe	plate-forme plongeante	médiolittoral	26,6 ± 3,8	
		basalte microvacuolaire	pāhoehoe	plate-forme plongeante	supralittoral	38,3 ± 3,8	
Kanakaloloa	450-1200	basalte vacuolaire	pāhoehoe	plate-forme littorale	médiolittoral	42,5 ± 2,3	
		niveau inter-basaltique oxydé	pāhoehoe	bas de falaise	supralittoral	66,6 ± 2,4	
Kalea	1200-1550	basalte vacuolaire	pāhoehoe	haute plate-forme (rempart)	médiolittoral	15,5 ± 2,5	
		basalte vacuolaire	pāhoehoe	haute plate-forme (rempart)	médiolittoral	17,7 ± 3,0	
		basalte vacuolaire	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	24,3 ± 3,1	
Lae o Kahuna	1550-1750	basalte microvacuolaire	pāhoehoe	plate-forme littorale	médiolittoral	38,2 ± 3,3	
Waipuku	1750	basalte microvacuolaire	pāhoehoe	haut de falaise	supralittoral	36,8 ± 4,8	
Kaakepa	1790	basalte microvacuolaire	pāhoehoe	milieu de haute plate-forme	supralittoral	27,7 ± 3,8	
Ka'ena Point	1972	croûte métallique superficielle d'une coulée	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	15,1 ± 3,7	
		unité microvacuolaire sous-jacente	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	30,5 ± 4,0	
		unité microvacuolaire oxydée sous la précédente	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	42,5 ± 3,1	
Kaimū	1990	croûte "peau d'éléphant" superficielle d'une coulée	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	50,2 ± 3,1	
		croûte métallique superficielle d'une coulée	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	41,7 ± 3,1	
		unité macrovacuolaire oxydée sous-jacente	pāhoehoe	haute plate-forme	supralittoral	36,1 ± 3,9	
Kamokuna	2000	croûte métallique superficielle d'une coulée	pāhoehoe	falaise interne d'une banquette	supralittoral	6,5 ? ± 2,0	54,6
Kupapa'u Est	2001	croûte métallique superficielle d'une coulée	pāhoehoe	falaise interne d'une banquette	supralittoral	15,6 ± 5,6	
		croûte épaisse d'une coulée	pāhoehoe	falaise interne d'une banquette	supralittoral	58,2 ± 3,7	
Kanakaloloa	1200-1550	basalte macrovacuolaire	a'a	falaise	supralittoral	51,9 ± 3,9	
Honolulu Landing	1200-1500	roche peu vacuolaire (surface humide)	a'a	haute plate-forme	médiolittoral	48,8 ± 4,0	
		roche peu vacuolaire	a'a	haute plate-forme	supralittoral	41,3 ± 5,2	
est Lililoa	1550-1750	cœur massif	a'a	haute plate-forme	supralittoral	63,8 ± 2,1	54,6
coulée de Keekee	1790	cœur massif	a'a	falaise	supralittoral	66,3 ± 2,7	
Cape Kumukahi	1960	roche peu vacuolaire	a'a	haute plate-forme	supralittoral	55,3 ± 3,4	
		roche à grandes vacuoles et olivines	a'a	haute plate-forme	supralittoral	54,8 ± 2,6	
		brèches sommitales	a'a	haute plate-forme	supralittoral	31,5 ± 4,4	

N.B. : les mesures effectuées dans des formes de corrosion ne sont pas indiquées (cf. figure 154).

Figure 157 : Tableau récapitulatif des mesures de résistance de la roche

Globalement, les mesures montrent que le basalte vacuolaire n'est souvent pas beaucoup plus résistant que les tufs volcaniques, ni même que le grès de plage (moyenne des rebonds de 31,5 pour les coulées pāhoehoe contre 29,4 pour les deux roches lithifiées,

cf. figure 157). Dans le détail, il existe pourtant des disparités puisque les valeurs s'échelonnent entre 6,5 (valeur corrigeant l'angle du marteau incertaine) et 66,6 pour un niveau oxydé. La plupart des mesures sont comprises entre 25 et 40, comme pour les tufs. Le degré d'altération et d'humidité de la roche joue sur la résistance de la roche ainsi que sa texture. Ainsi, lorsque la surface correspond à une croûte épaisse, la valeur dépasse toujours 40. Sur les croûtes métalliques des coulées récentes, le rebond est, au contraire, très faible (5 à 15), la roche se désagrégeant sous les coups du marteau. La texture de la roche joue, bien entendu, sur sa résistance, comme l'indiquent, par exemple, les mesures différentes selon l'unité de roche testée à Ka'ena Point. Les coulées 'a'ā sont plus résistantes, avec un rebond du même ordre que les croûtes épaisses (40-66). Les brèches sont moitié moins résistantes, ce qui explique la genèse d'encoche d'érosion différentielle sur certaines coulées.

2. L'altération des minéraux

La composition chimique et la présence de minéraux particuliers ne jouent qu'un rôle secondaire dans l'altération des roches basaltiques au contraire de la structure (Kieffer, 1968). La météorisation privilégiée de certains cristaux peut néanmoins expliquer la désagrégation de l'ensemble du matériel, générateur de formes de corrosion.

a) L'échelle d'altérabilité des minéraux

Le pédologue américain S.S. Goldich (1938 *in* Muxart et Birot, 1977) a défini une échelle d'altérabilité des minéraux :

olivine	plagioclase calcique
hornblende	plagioclase intermédiaire
biotite	plagioclase alcalin
feldspath potassique	
muscovite	
quartz	

Il apparaît que l'olivine, présente dans de nombreux basaltes tholéiitiques hawaïens, est un minéral particulièrement sensible à l'altération, tout comme les autres minéraux fémiques. Les plagioclases calciques (albite et anorthites) et orthopyroxènes, notamment les augites, sont également des minéraux fréquents dans les basaltes d'Hawaï et facilement altérables (Moberly *et al.*, 1963 ; Macdonald *et al.*, 1983). Dans un environnement pauvre en acides organiques, ces derniers sont même plus altérables que les minéraux d'olivine (Wasklewick, 1994). La mésostase partiellement ou entièrement vitreuse du basalte peut aussi être altérée, tout comme le verre basaltique contenu dans les tufs volcaniques, hydraté

en palagonites. Il est néanmoins souvent difficile de faire la part entre l'altération d'origine météorique de celle d'origine deutérique (Pomel, 1986). Une grande partie du calcium, du magnésium et du sodium contenue dans la roche, mais également beaucoup de silice, sont ainsi mises en solution lors de l'altération des basaltes (Eggleton *et al.*, 1987).

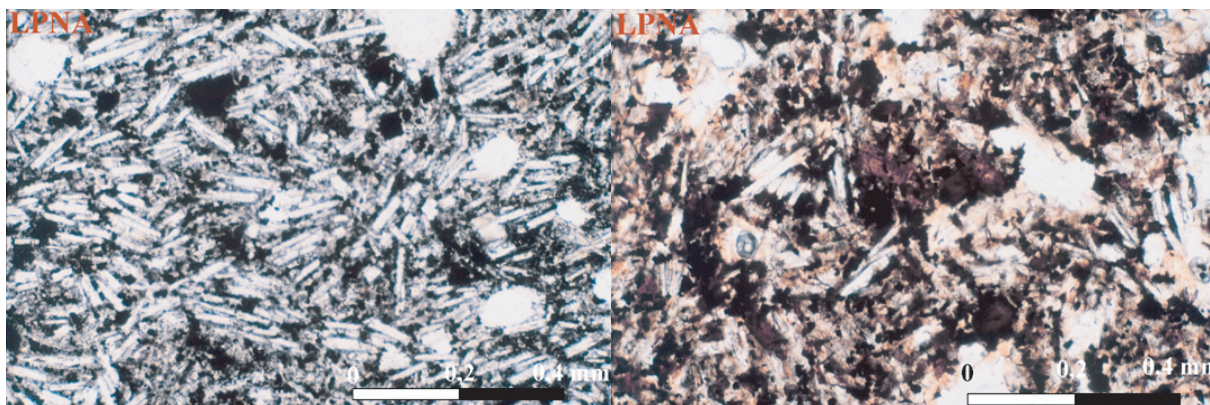
La réponse des différents éléments à la météorisation physique peut être différente de son potentiel d'altérabilité chimique. Les minéraux micro-fissurés, comme les olivines pré-altérées, sont ainsi plus enclins à la désagrégation par cristallisation des sels (Evans, 1970).

b) Quelques remarques sur la météorisation de l'olivine

Les phénocristaux d'olivine sont souvent visibles à l'œil nu sur les basaltes tholéitiques. Ces cristaux sont souvent en saillie, dans les alvéoles des taffonis (Papakōlea, baie de Mahana, Leleiwi Point...). Sur ce dernier site, la mésostase entourant les minéraux d'olivine est déprimée sur la carapace protectrice des formes d'alvéolisation. Ces observations sont en partie compatibles avec les analyses de lames minces montrant une altération préférentielle des plagioclases et olivines et de la mésostase les entourant à l'intérieur de la roche, notamment dans les taffonis de Noio Point (*cf. supra*). Il est possible que la météorisation soit plus efficace au niveau de la ligne de faiblesse entre l'olivine et sa matrice, permettant ensuite le déchaussement du minéral en surface tandis qu'en profondeur, le cristal est lentement altéré en iddingsite. Dans l'étage intertidal, les cristaux sont, sur certains sites, notamment à Leleiwi Point, polis par l'abrasion et dans d'autres, comme à Kauna'oa, altérés partiellement ou totalement, avec formation de creux de quelques millimètres de profondeur.

L'étude des lames minces d'échantillons à la fin de l'expérimentation montre rarement une altération préférentielle de minéraux, en raison certainement du cours pas de temps. Cependant, les cristaux d'olivine semblent plus altérés en fin d'expérimentation, notamment pour la basanite (C) le basalte alcalin (D, *cf. photo 135*). L'iddingsite s'insinue le long des fractures internes et sur le pourtour des minéraux (*photo 136*).

Les minéraux mafiques en général, et l'olivine en particulier, apparaissent comme des éléments particulièrement vulnérables à l'altération, participant à la désagrégation de la roche. Ainsi, les secteurs déprimés de certaines cellules exploitées par la corrosion sur les plates-formes volcaniques malgaches étaient particulièrement riches en olivine (Guilcher *et al.*, 1962). A Hawaï, les analyses de lames minces montrent que la partie sous-jacente des taffonis de Ka'ena Point et Noio Point et du lapié de Kawaihae, possède plus d'éléments mafiques (augite, olivine, orthopyroxène, magnétite). L'olivine semble s'altérer très rapidement lorsqu'elle est en présence d'acide organique sécrétée par les lichens en domaine continental (Wasklewick, 1994). La même remarque peut certainement être établie avec les micro-organismes littoraux. A plus long terme, une altération prolongée de la roche



Noter l'altération préférentielle des minéraux mafiques et du pourtour des plagioclases (teinte brunâtre), mais on n'est pas assuré qu'elle ne soit pas antérieure à l'expérimentation.

Photos 135 : Comparaison entre le basalte alcalin de la baie de Waiaka'ilio (roche D) avant et après l'expérimentation

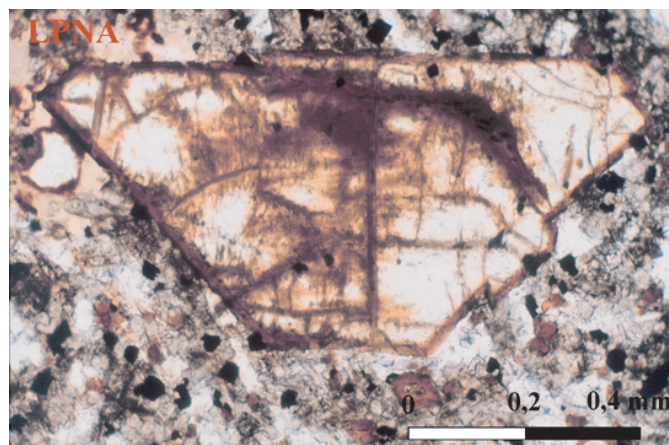


Photo 136 : Altération d'un minéral d'olivine en iddingsite sur son pourtour et dans les microfractures du cristal dans la basanite de Wāwāmalu (roche C)

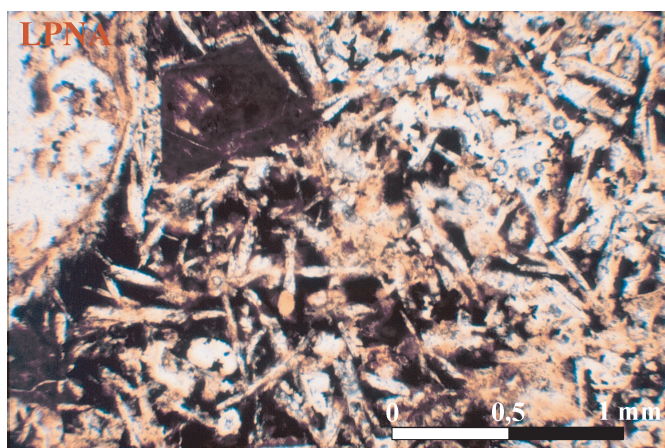


Photo 137 : Altérites à faciès "pain d'épice" prélevés en baie de Kēōkea (Kohala)

la transforme en altérites à faciès "pain d'épice", comme celles de la falaise de Kēōkea, au nord de Kohala, dans lesquelles les minéraux mafiques sont fortement altérés (photo 137).

c) Les autres minéraux vulnérables

Les plagioclases sont aussi des minéraux sensibles à l'hydrolyse et sont plus nombreux sur certaines lames minces de la partie interne des taffonis. Sur les altérites basaltiques de Kēōkea, les plagioclases sont également particulièrement altérés (cf. photo 137). Certains de ces minéraux ont été retrouvés dans les résidus de l'expérimentation, notamment sur ceux de basalte alcalin. Leur désagrégation granulaire s'explique sans doute par la cristallisation des sels dans les vides intergranulaires libérés par l'altération préférentielle du verre autour de ces cristaux et des minéraux mafiques.

Les feldspathoïdes comme la néphéline, rares dans les laves hawaïennes, sont également particulièrement altérables. Les échantillons de basanite prélevé à Wāwāmalu (O'ahu) étaient déjà en partie décomposés. Lors de l'expérimentation, les phénocristaux de néphéline ont été plus intensément altérés. On observe des argiles de néoformation dans les golfes de corrosion ou sur le pourtour du minéral (cf. photo 111). L'altération de la roche semble se propager à partir de ces phénoblastes. En milieu intertidal, ces derniers ont ainsi été totalement mis en solution et ne subsiste qu'une roche désormais macro-poreuse et résistante.

Les échantillons de basalte tholéitiques expérimentés (A et B) ont surtout été sensibles à la *Salzsprengung*, même si le verre a pu être altéré autour des vacuoles (cf. *supra*). Les produits de la météorisation consistent en de fines écailles de verre ou de mésostase microlitique à feldspaths, plus longue en cas d'absence de croûte superficielle (Aa), et en minéraux ferro-magnésiens (olivine notamment). Nous n'avons pu vérifier l'éventuelle argilisation hydrolytique en raison de la faible quantité des produits d'altération récupéré (pas de diffraction au rayon X).

d) Les minéraux résistants

A l'inverse, il existe des minéraux particulièrement résistants à la météorisation. Ainsi, selon R.S. Pomel (1986), la localisation des formes de corrosion dépendrait en grande partie des structures cellulaires, qu'il appelle les « noyaux basaltiques », la partie externe de ces cellules ayant une plus forte teneur en minéraux magnétiques et titanifères en raison de mouvements de convection lors de la mise en place de la coulée. Elle recoupe parfois l'encorbellement des taffonis en raison de l'altérabilité plus faible de ces oxydes. Les parois des vasques seraient également plus riches en minéraux magnétiques. Il a également été

remarqué à Madagascar que l'hydroxyde de fer augmentait la cohésion de certains secteurs (Guilcher *et al.*, 1962).

Conclusion de chapitre

Les propriétés pétrographiques de la roche sont essentielles pour expliquer la présence ou l'absence de formes de corrosion et leurs caractéristiques, même si, il est vrai, la distance à l'océan contrôle les processus morphogéniques. Plusieurs échelles d'analyse ont été mises en évidence.

Le refroidissement de la coulée de lave, à l'air libre ou dans l'eau, engendre des formes structurales primaires qui ne seront que peu retouchées par l'action marine. Seules les structures cellulaires et, plus rarement à Hawaï, les coussins de lave sont exploités de façon différentielle. L'étagement de ces formes est moins net que sur d'autres rivages plus équatoriaux, mais on distingue néanmoins deux morphologies distinctes. En milieu d'estran, des pitons attaqués par la météorisation sphéroïdale, en raison des alternances dessiccation/humectation (précipitation d'éléments dissous), sont entourés d'une auréole déprimée par l'abrasion et la bioérosion. Dans les parties plus souvent émergées, le centre des cellules est évidé par alvéolisation et les parois entre les cellules sont parfois mises en saillie, une structure de petites cellules au sein des grandes unités se surimposant parfois au canevas d'ensemble. Cet échelonnement des formes reste encore énigmatique, même si l'on peut avancer quelques pistes, notamment liées à l'intervention de l'abrasion, que nous pensons sous-estimée dans les travaux antérieurs. Une meilleure connaissance des processus complexes de météorisation sphéroïdale, qui caractérise souvent les mamelons en saillie, permettrait certainement de nous éclairer d'avantage. Les différences texturales et minéralogiques entre le cœur et le pourtour de la cellule jouent, par ailleurs, incontestablement un rôle de premier plan.

Selon la position au sein de la coulée, l'état de cristallisation de la matrice est différent. Le faciès noir en surface et à la base de la coulée est plus vitreux et moins sensible à l'alvéolisation, surtout lorsque les conditions climatiques ne sont pas favorables. La partie massive centrale, à faciès gris, se débite en gros blocs où se développent les taffonis les plus profonds.

Une croûte superficielle plus résistante, à texture vitreuse, microlitique ou parfois créée par remontée capillaire d'éléments dissous, est mise en surplomb. L'unité sous-jacente, à texture plus grenue, permet la progression rapide de la météorisation. Le cœur de la roche

est parfois constitué d'un matériel très résistant et dense qui bloque l'approfondissement de la forme. La croûte métallique de certaines coulées récentes est, par contre, généralement extrêmement friable. Les basaltes pāhoehoe vacuolaires ne semblent pas plus résistants que les tufs volcaniques, mais sont moins rapidement attaqués par la désagrégation chimique et l'abrasion dans l'étage médiolittoral. Dans certaines conditions, le basalte peut néanmoins être excavé par rapport au calcaire corallien ou aux tufs. La partie centrale massive des coulées 'a'ā semble, en revanche, aussi résistante que les croûtes vitreuses.

A une échelle plus fine, la météorisation s'insinue le long des micro-discontinuités, pourtour des vacuoles, périphérie des minéraux d'olivine et des baguettes de plagioclase ou micro-fissures à l'intérieur de ces cristaux ou dans la matrice. Elle entraîne la désagrégation granulaire, la desquamation d'écailles polyminérales ou la genèse d'argiles de néo-formation. En conséquence, les roches vacuolaires sont particulièrement sensibles à la *Salzsprengung*, sauf lorsque les micro-cavités sont trop larges, tandis que les faciès riches en olivines ou en feldspathoïdes semblent s'altérer plus rapidement. A l'inverse, les roches vitreuses et sans discontinuité superficielle confinent les processus en surface, le long des fissures. Les minéraux titanifères et magnétiques sont eux plus résistants à l'altération, ce qui expliquerait peut-être la dureté et l'insensibilité à la météorisation du noyau central de certains blocs. L'agencement des minéraux au sein de la mésostase participe probablement à la résistance de la roche, mais aucune observation en ce sens n'a été faite à Hawaï, la texture des échantillons analysés étant le plus souvent intersertale.

Conclusion de partie

A mesure que la falaise recule, les agents littoraux sculptent sur la paroi et les plates-formes sommitale et basale, ainsi que sur les dépôts produits par leur érosion, des formes de détail. Il peut s'agir de formes d'ablation mécanique, qui participent généralement directement au recul de la falaise, ou de formes de corrosion littorale qui, le plus souvent, ne sont que de simples retouches, mais n'en participent pas moins à la fragilisation d'ensemble de la roche avant son éventuelle remobilisation par les vagues ou les processus de versant.

Même si certaines microformes peuvent être rapidement façonnées, comme l'ont démontré nos observations et mesures, leur empreinte dans le paysage est d'autant plus importante que la durée d'évolution est longue puisque le ralentissement du recul des abrupts côtiers favorise leur formation et leur conservation.

L'influence de la structure (discontinuités, variations de texture ou de minéralogie en fonction du refroidissement de la lave) a également été mise en avant, à différentes échelles d'analyse. Le travail de l'érosion peut ne consister qu'en une simple retouche des structures primaires des coulées de lave. Certaines formes d'ablation mécanique comme les mares de dépavage y sont également étroitement liées.

L'action abrasive des vagues chargées en sédiments se manifeste notamment par le forage de cavités, initiées à partir de dépressions à la surface de la plate-forme ou de mares de corrosion. Une différenciation a été proposée entre les marmites de géant s.s. et les puits d'abrasion, en fonction de critères morphologiques et génétiques. Leur évolution est discontinue, s'effectuant la faveur de tempêtes, contrairement aux formes de corrosion, dont le façonnement est plus régulier.

Le développement de l'alvéolisation a été mis en évidence sur les blocs de tempête basaltiques. La genèse des taffonis et nids d'abeilles sur les parois subverticales et des lapiés sur les surfaces horizontales du domaine supralittoral en a été déduite. L'haloclastie apparaît comme le processus dominant. Différents stades ont été individualisés. Une fois la partie résistante superficielle percée (texture vitreuse, microlitique ou précipitation d'éléments dissous), la cristallisation des sels est plus efficace dans l'unité sous-jacente. La vacuolisation éventuelle de la lave et la présence de minéraux mafiques facilitent l'approfondissement de la forme. La vitesse de l'érosion verticale peut atteindre plusieurs millimètres par an lorsque les conditions sont favorables (bonne exposition aux embruns, faibles précipitations, basalte à faciès gris de la portion centrale et massive des coulées). Il arrive que le cœur de la roche ait une résistance comparable à la croûte superficielle et limite l'évidement de la forme. Ces différences texturales s'expliquent sans doute par un refroidissement différencié et des phénomènes de migration de minéraux.

On observe parfois une perforation régulière de la roche, façonnant des nids d'abeilles. Cette organisation pourrait dépendre de phénomènes complexes de diffusion de la météorisation et d'inhibition par la précipitation d'éléments dissous (structure de Turing). Sur les blocs de tempête, le recoupement de ces alvéoles mène à l'individualisation de grands taffonis. Sur les plates-formes régulièrement recouvertes ou aspergées d'eau de mer, les nids d'abeilles sont parfois plus réguliers, en damier, notamment sur les tufs volcaniques.

Ce type de roche est, en effet, également sensible à l'alvéolisation, mais la corrosion semble modeler le littoral de façon plus remarquable dans l'étage médiolittoral. Les mares de corrosion sont plus diversifiées que sur les basaltes et possèdent plus souvent un surcreusement basal. La désagrégation latérale des parois ou *water-layer weathering* permet le recoupement des cavités et l'évolution des formes depuis la simple cupule de corrosion jusqu'à la vasque littorale ou « pseudo-vasque ». La durée d'immersion plus longue contribue à l'efficacité des processus chimiques, qu'il s'agisse de tufs ou de basaltes. L'hydrolyse et l'oxydation des minéraux pourraient se réaliser de façon ponctuelle dans le temps et dans l'espace, en relation avec la modification de la température de l'eau. L'altération est facilitée dans les faciès possédant des minéraux mafiques, des feldspathoïdes ou de nombreux plagioclases. Les réactions se concentrent, en effet, sur le pourtour ou dans les micro-fissures de ces minéraux, le long des fissures de la mésostase ou encore sur le pourtour des vacuoles.

Les organismes littoraux participent également à la corrosion littorale. Les perforations des oursins échinodermes ont particulièrement été remarquées. Elles participent à la destruction de la partie médiolittorale inférieure à infralittorale des plates-formes basaltiques ou de brèches volcaniques, formant même, dans ces derniers, des encoches à la base des falaises.

L'étagement des processus de corrosion littorale, dont le rythme d'érosion est différent, modèle, sur certains rivages volcaniques, des plates-formes à rempart externe. Ces formes n'ont été observées que dans les tufs d'O'ahu, là où la durée d'évolution a été suffisante et où les variations du niveau relatif de la mer ont permis la constitution d'une haute surface. Un modèle de genèse est proposé à partir des observations sur le terrain. L'abaissement s'effectuerait en différentes phases de nivellement par recoupement des parois des mares en arrière d'un rempart partiellement préservé de l'érosion. L'alvéolisation sur sa face interne et la bioérosion sur sa face externe entraînent néanmoins progressivement la formation d'un mur puis sa disparition. Le niveau d'imbibition permanente pourrait contrôler l'abaissement maximal de la plate-forme.

L'échelonnement des processus de corrosion entraîne également une érosion différenciée des cellules laviques, mais de façon moins nette et plus dispersée à Hawaï que sur d'autres littoraux. La migration des minéraux et des bulles de gaz lors du refroidissement de la coulée serait responsable de cette diversification morphologique.

Il convient enfin de noter le caractère polygénique de nombreuses formes de détail. Les processus agissent souvent en relais, les agents pouvant évoluer en fonction des variations du niveau marin : altération chimique et bio-corrosion ou micro-perforations d'organismes préparant la roche à sa désagrégation granulaire par haloclastie ou à son abrasion, délogement de blocs formant une mare s'élargissant par évorsion, lapié évoluant en mare de corrosion, cavité évasée de corrosion se transformant en marmite de géant... Certaines grandes mares semblent d'ailleurs posséder des traces de l'ensemble des processus, même si tous ne sont plus actifs à l'heure actuelle.

Conclusion générale

Au-delà de la fascination qu'elle procure, l'observation d'une coulée de lave se jetant dans la mer invite à s'interroger sur le devenir de ces terres nouvellement gagnées sur les océans. Notre étude, à travers l'exemple des côtes volcaniques de l'archipel d'Hawaï, a permis de distinguer différentes phases dans leur évolution morphogénique, en multipliant les échelles d'analyse, qu'elles soient spatiales ou temporelles. Plusieurs systèmes morphogéniques communs sur les littoraux volcaniques ont aussi été définis. Nous nous étions également assigné comme objectif de dégager la part respective des différents facteurs pouvant intervenir dans la dynamique et les formes. Les principaux apports de notre travail seront ainsi détaillés dans les paragraphes suivants.

1. Différentes phases dans l'évolution des littoraux volcaniques, correspondant à différents rythmes

Une question centrale de la géomorphologie volcanique actuelle concerne les variations dans les vitesses d'érosion, aussi bien à court terme qu'à long terme (Thouret, 1999). A Hawaï, **trois grands cycles** ont été mis en évidence :

- pendant une dizaine d'années, les deltas de lave, formes dynamiques par essence, évoluent lors de phases rapides de progradation ou de retrait, le recul étant décroissant une fois l'alimentation en coulées de lave tarie et la stabilisation du soubassement hydroclastique acquise au bout de quelques années ;
- durant plusieurs milliers d'années, le recul de la falaise peine à individualiser une plate-forme d'érosion marine en raison de l'élévation du niveau relatif de la mer, les retouches apportées au triptyque plate-forme basale d'érosion – falaise – plate-forme sommitale supralittorale peuvent, dans certains cas, façonner des microformes remarquables ;
- sur le plus long terme, l'intervention de facteurs locaux liés à l'activité volcanique (subsidence volcano-isostatique, grandes déstabilisations massives des flancs du volcan) ou de facteurs globaux externes (variations eustatiques du niveau de la mer) diversifie la morphologie littorale en conduisant à des côtes basses d'ingression ou à de très grandes falaises, en partie structurales, sur lesquelles les glissements de terrain sont plus fréquents à cause d'un matériel plus sensible aux infiltrations d'eau.

La **quantification des rythmes**, bien qu'imparfaite et pleine d'approximations, montre une tendance générale à la diminution des vitesses de recul des abrupts côtiers, en raison de modifications dans les processus en jeu, de la genèse éventuelle de plates-formes d'érosion et de l'enneigement progressif de l'escarpement. Dans un premier temps, le rythme

est fluctuant selon les avancées au débouché des tubes de lave et les retraits soudains lors d'effondrements. La progradation peut atteindre plusieurs dizaines de mètres en quelques heures, la forme pouvant reculer d'autant lors d'épisodes paroxysmaux instantanés. Le rythme de l'érosion, de plusieurs dizaines de mètres à 100 m durant l'année suivant l'arrêt de son alimentation, s'explique par la persistance probable d'effondrements. Il diminue ensuite rapidement pour atteindre quelques mètres par an dans la décennie qui suit, au gré des basculements de pans de falaise et des éboulements, à relier parfois à des mouvements sous-jacents. Une fois le soubassement de débris stabilisé, seuls les agents marins et la gravité peuvent intervenir. Le temps de retour des épisodes de retrait semble varier entre quelques mois et une dizaine d'années pendant une centaine d'années. La récurrence des épisodes est ensuite généralement plus espacée, de l'ordre de plusieurs décennies à plusieurs siècles, parfois moins, lorsque le matériel est plus sensible à l'érosion. A plus long terme, la genèse de grandes plates-formes lors des périodes glaciaires pourrait ralentir ce rythme, la régression eustatique compensant la volcano-isostasie.

Nous avons, par ailleurs, souligné dans notre étude que **l'évolution était saccadée**. Les épisodes morphogènes sont discontinus dans le temps et dans l'espace, s'opérant lors de tempêtes ou du passage d'un cyclone, quand de très hautes vagues, parfois supérieures à 10 m, balayent les côtes. Celles-ci déposent au sommet de l'abrupt côtier des blocs volumineux qui témoignent de leur efficacité érosive. Les tsunamis consécutifs aux séismes locaux ou provenant de la « Ceinture de feu du Pacifique » participent également au remodelage des rivages volcaniques de l'île d'Hawaï, même si les effets morphologiques consistent essentiellement en un dépôt de blocs. Que dire des mouvements cataclysmiques, glissements de terrain ou avalanches de débris géants, qui se déclenchent à la fin du stade de construction du bouclier, et bouleversent totalement la morphologie des littoraux de l'île. Les méga-tsunamis résultants de ces déstabilisations instantanées déposent des débris loin à l'intérieur des terres, parfois à plus de 100 m d'altitude.

Si les interrogations subsistent sur la **régularisation longitudinale du trait de côte** sur de nombreux littoraux à travers le monde, il apparaît qu'à Hawaï, plusieurs phases peuvent être distinguées. Dans un premier temps, les coulées de lave ont tendance à remplir les indentations du rivage en suivant les lignes de plus grande pente. Dans un second temps, le recul des deltas de lave laisse en saillie des caps qui pourraient correspondre à d'anciens tubes de lave indurés. Cette irrégularisation se retrouve parfois dans le recul de grottes marines qui individualisent entre elles de minces promontoires. On assiste ensuite à une destruction privilégiée de ces saillants. La simplification progressive du trait de côte est déjà bien nette au bout de seulement quelques milliers d'années. Elle se poursuit durant les centaines de milliers d'années qui suivent. Pendant le *hiatus* sans activité volcanique, l'érosion subaérienne modèle de grandes vallées qui sont progressivement submergées et provoque de nouveau l'irrégularisation du trait de côte, au bout de 600 à 700 ka sur l'île d'Hawaï.

2. La mise en évidence de différents systèmes morphogéniques

Un système morphogénique correspond à « l'ensemble des combinaisons de processus élémentaires responsables du façonnement du relief d'une portion d'espace soumise aux mêmes agents d'érosion opérant selon des modalités identiques » (Coque, 1993, p. 183).

Nos observations lors de la **genèse de deltas de lave** ont montré, à plusieurs reprises, l'existence d'un stade initial, que nous avons nommé « pied de lave ». L'absence d'une assise de débris suffisamment large limite, en effet, le développement de la plate-forme de lave. La forme s'étend progressivement, latéralement et vers le large, pour créer un delta de lave. La présence d'un petit cône de débris en avant de certaines coulées pourrait servir de point d'appui à sa progradation lorsque le flux est faible. La progradation s'effectue généralement le long de tubes de lave qui érigent des promontoires. L'épaississement progressif de la banquette en contrebas de l'ancienne falaise finit parfois par la recouvrir totalement, effaçant toute trace de l'ancienne morphologie littorale.

Les **basculements de pans de falaise** sont caractéristiques des littoraux volcaniques récents, marge externe des deltas de lave actifs ou récemment éteints, et falaises taillées dans une roche de quelques dizaines d'années, voire parfois quelques centaines d'années. L'abrupt côtier est soumis à l'influence croisée de la gravité, des coups de boutoir des vagues et, dans le cas des formes les plus récentes, de glissements sur la pente externe du soubassement de débris. Cela se traduit par l'ouverture de fractures de distension et le lent basculement de pans de falaise. Une fois le bloc tombé, une nouvelle fracture se crée parallèlement au trait de côte, prélude à une nouvelle phase de basculement.

L'**éboulement de blocs** est le processus le plus courant sur les falaises basaltiques. Les coups de boutoir des vagues, éventuellement armées de débris abrasifs, fragilisent progressivement la roche par l'alternance de pressions et de succions. Si l'appel au vide intervient souvent dans la chute, il est négligeable pour les falaises les plus basses qui sont littéralement démantelées par les vagues déferlantes.

Un système plus complexe a été mis en évidence, entraînant le retrait de la falaise par **genèse et destruction de grottes et d'arches**. Des grottes marines sont creusées à la base des abrupts côtiers, lorsque ces derniers sont suffisamment hauts et que les conditions structurales sont favorables. Leur recul individualise des promontoires dont l'assise est à son tour attaquée, formant des arches littorales. L'effondrement de la voûte des grottes peut n'être que partiel et crée des arches parallèles au rivage. Les pinacles rocheux qui subsistent en avant de la falaise sont progressivement détruits. Cette évolution est typique des coulées de quelques années à plusieurs centaines d'années.

Le **délogement latéral de blocs** de la falaise façonne parfois des gradins qui s'organisent en escalier. Ce mécanisme est surtout observable dans les secteurs les moins exposés au vagues et au débouché de gorges étroites perpendiculaires au tracé d'ensemble de la côte, formant un amphithéâtre. Il est également efficace sur les falaises de tufs volcaniques.

La genèse de **formes d'alvéolisation** semble étroitement liée aux différences de pétrographie. La partie superficielle de la roche est souvent indurée par sa texture microlitique ou vitreuse, ou en raison de la précipitation d'éléments dissous. L'excavation plus rapide à l'intérieur de la roche permet l'encorbellement de la croûte sus-jacente et la genèse de taffonis. La partie la plus interne de la roche est dans certains cas plus résistante et limite l'approfondissement de la forme. La surface lisse qui provient de la destruction des parois des taffonis peut être à nouveau alvéolée en nids d'abeilles.

L'étagement des processus de corrosion littorale et leur efficacité différenciée modèlent, sur les tufs palagonitiques d'O'ahu, des **plates-formes à rempart externe** façonnées lors d'un haut niveau eustatique et qui s'abaissent par désagrégation latérale de leurs mares, peut-être en différentes phases. Le recul du rempart est plus lent en raison de son aspersion plus fréquente. Sa destruction pourrait mener à un nouveau cycle d'abaissement, jusqu'à ce que la limite d'imbibition permanente de la roche soit atteinte.

3. La part respective des différents facteurs dans la morphogenèse

Outre l'importance de la durée d'évolution, démontrée précédemment, plusieurs paramètres apparaissent comme déterminants pour mieux appréhender la morphologie des littoraux volcaniques.

La **structure de la roche basaltique** contrôle fortement le modelé d'ensemble et de détail. Ainsi, le tracé longitudinal des côtes dépend, à différentes échelles, de considérations structurales : grandes péninsules et larges golfes dérivant de la forme des volcans, tracé polylobé constitué par d'anciens deltas de lave, falaises structurales le long de failles, irrégularités de détail correspondant à des promontoires 'a'ā ou à des tubes de lave indurés.

Les lignes de rupture limitant les banquettes d'effondrement et les fractures de distension s'ouvrant en marge des deltas de lave actifs ou récemment inactifs sont aussi en grande partie d'origine structurale. Le diaclasage de la roche permet, par ailleurs, son démantèlement par les agents marins. Il contrôle l'extension des grottes, permet le façonnement d'arches marines, détermine les niveaux des plates-formes en escalier, des gradins de tempête et, bien souvent, des banquettes d'érosion de haute mer. La morphologie des grottes marines dérive même étroitement de la structure de la roche, notamment lorsqu'elles se forment aux dépens de brèches basales ou à partir d'un tube de

lave. Leur évolution est également déterminée par les propriétés de la roche. Lorsque celle-ci est particulièrement résistante, l'excavation est plus lente et des grottes à piliers ont tendance à se former, ce qui contraste avec les fins promontoires façonnés lors du recul des grottes dans les falaises moins résistantes, souvent plus récentes.

De nombreuses formes de détail consistent, par ailleurs, en un simple « toilettage » des structures primaires de la roche, donnant souvent des modelés originaux et différents selon la morphologie de la coulée, pāhoehoe ou 'a'ā. Les cellules laviques, nées de différenciations lors du refroidissement de la coulée, sont, à cet égard, particulièrement remarquables dans la réponse morphologique distincte selon la position sur l'estran.

A une autre échelle, la micro-structure de la roche intervient grandement dans le façonnement des microformes, particulièrement pour celles d'alvéolisation. Les basaltes de faciès noir, correspondant aux unités inférieures et supérieures des coulées de lave, à la texture plus vitreuse, sont plus résistants aux processus de météorisation que les basaltes à faciès gris de la partie centrale massive, à texture intersertale. De manière générale, les discontinuités au sein de la roche (micro-fissures en surface ou au sein des cristaux, pourtour de ces minéraux, vacuoles) sont exploitées par l'érosion. L'altération semble également plus efficace sur les faciès possédant de nombreux minéraux d'olivine ou des feldspathoïdes.

La **sismicité**, importante sur les volcans actifs, est générée essentiellement par le glissement des compartiments échelonnés, limités par des failles, sur le flanc des édifices. Elle favorise l'effondrement des banquettes de lave actives. Elle provoque également l'affaissement de portions de côte, parfois leur exhaussement, la chute de matériaux et des tsunamis dévastateurs.

L'**importance de la topographie sous-marine** du domaine infralittoral a également été mise en évidence. Elle contrôle, en effet, l'occurrence des mouvements de terrain sous-marins, l'extension maximale des deltas de lave et le freinage des houles sur le fond et donc la puissance des vagues et la position du déferlement. Son rôle dans la hauteur des falaises et dans leur régularisation longitudinale a ainsi été démontré.

La **durée d'émersion** est responsable de l'étagement des processus et des formes (logettes d'oursins, cavités d'abrasion, mares de corrosion, formes d'alvéolisation) et de la genèse des plates-formes à rempart externe. Le façonnement des cavités du domaine supralittoral semble plus rapide que celui des formes de l'étage médiolittoral. L'haloclastie, dont l'efficacité croît avec le temps de dessiccation, semble le processus le plus efficace sur les roches volcaniques, particulièrement les basaltes. La disposition des formes de détail n'est cependant pas toujours aussi tranchée et de nombreuses formes sont en fait polygéniques, les processus les façonnant pouvant évoluer au cours du temps, en fonction notamment de l'élévation du niveau de la mer.

De l'**exposition aux houles** dépend la vigueur de l'attaque marine. Son rôle dans la genèse de microformes d'abrasion semble mineur, mais elle contrôle, en revanche, en partie la hauteur des escarpements côtiers. L'opposition, dans ce domaine, entre la côte au vent et la côte sous le vent de l'île d'Hawaï illustre, par exemple, l'importance qu'a la hauteur des vagues, en régime ordinaire et en régime de tempête, dans la morphogenèse des littoraux basaltiques. Les **conditions climatiques** interviennent exclusivement sur l'efficacité des processus de corrosion littorale, en particulier sur l'haloclastie, en étant un frein au développement des formes d'alvéolisation sur la côte au vent d'Hawaï. Il semble également que les réactions physico-chimiques dans les mares de corrosion doivent être mises en relation avec les variations de température de l'eau.

4. Apports concernant les formes d'érosion sur les littoraux volcaniques

Notre étude a montré la diversité morphologique des côtes volcaniques et, à une autre échelle, des microformes structurales et d'érosion.

L'absence fréquente de **plate-forme d'érosion marine** est un fait marquant sur ces littoraux. Le recul de certaines portions de falaise, taillées dans des coulées de quelques dizaines à quelques centaines d'années, façonne néanmoins progressivement une banquette d'érosion marine de haute mer, fortement contrôlée par la structure de la roche, généralement 0,5 à 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer, soit la position d'attaque maximale des vagues lors des tempêtes ordinaires (annuelles). Elle prouve, s'il en était besoin, l'efficacité morphogénique supérieure des vagues lors d'événements tempétueux, par rapport à leur action continue et au même niveau en dehors de ces épisodes. L'élévation du niveau relatif de la mer entraîne progressivement leur ennoïement. Des gradins de tempête, en partie structuraux et placés plus haut sur l'abrupt côtier, témoignent de l'action morphogénique des événements paroxysmaux.

Les **formes d'alvéolisation** sont particulièrement bien développées sur les rivages basaltiques, notamment sur les blocs de tempête et de tsunami. Nous y avons démontré le lien génétique qui existait entre taffonis et certains nids d'abeilles. L'hypothèse d'un mode de genèse par des phénomènes de diffusion de l'alvéolisation et d'inhibition par la précipitation d'ions a été émise. Les lapiés ont été classés dans cette famille de formes compte-tenu des processus à leur origine (*Salzsprengung* essentiellement) et d'une certaine convergence dans leur morphologie (surplombs, croûte résistante des pitons en saillie). Ces formes d'alvéolisation peuvent s'éroder très rapidement comme en témoignent les mesures de micro-érosion de plusieurs millimètres par an.

Deux morphologies distinctes ont enfin été reconnues dans les **cavités d'abrasion**. Les marmites de géant à forme ventrue sont forées par des processus d'évorsion

« classiques », tandis que les puits d'abrasion, généralement plus profonds, pourraient s'expliquer par une abrasion centripète, à axe horizontal ou des sédiments plus fins.

5. Perspectives

Les recherches menées dans le cadre de cette thèse nous ont amené à mettre en avant le caractère évolutif de la morphodynamique des littoraux volcaniques et des formes résultantes. On passe ainsi d'une côte initiale, à contrôle structural fort, à une côte plus évoluée.

La démarche envisagée s'est voulue résolument naturaliste. La démonstration a beaucoup fait appel à l'interprétation des formes observées. Les indices morphologiques relevés étant parfois très sommaires, nous avons souvent dû avancer par suppositions et comparaisons avec d'autres études, ce qui rend le raisonnement parfois critiquable. On peut également regretter le manque de précision des données obtenues sur le terrain, dépassant parfois à peine la limite de précision de l'appareil. A cet égard, nous aimerions attirer l'attention du lecteur sur la déception qu'ont constituée, à nos yeux, les maigres résultats des mesures de micro-érosion, compte-tenu du temps passé à installer les sites, dans des conditions parfois rocambolesques, à effectuer les mesures sur le terrain et à traiter les données.

De par leur jeunesse, les littoraux volcaniques sont un laboratoire vivant pour le façonnement des côtes. Au terme de cette étude, de nombreuses questions restent en suspens ou mériteraient d'être approfondies. Des recherches sous-marines à l'échelle locale devraient ainsi être entreprises afin de mieux appréhender la diversité morphologique des côtes volcaniques. La comparaison avec des îles semblables, comme celle de la Réunion, ou d'autres îles situées dans des domaines climatiques différents permettrait d'avoir un panorama plus vaste et de déceler l'intervention des processus zonaux. La meilleure compréhension de la spécificité de certaines formes de corrosion littorale, notamment dans les structures cellulaires, passe par une étude plus précise des processus d'altération et des réponses différentes selon les propriétés pétrographiques de la roche, qui n'a pu être menée dans le cadre de cette thèse. Notre étude ne constitue dans ce domaine qu'un préambule, qui poursuit les recherches autrefois engagées par André Guilcher et d'autres.

Nous souhaiterions enfin replacer l'Homme dans ce contexte. **Les littoraux de l'archipel d'Hawaï sont effectivement particulièrement exposés aux aléas**, qu'ils soient volcaniques ou non. Aux risques d'effondrement des banquettes de lave, d'explosions hydromagmatiques, de recouvrement des installations littorales par des coulées de lave s'ajoutent, en effet, les conséquences du déferlement de tsunamis, du passage de cyclones ou de l'affaissement des terrains côtiers, synonyme de submersion. A une autre échelle, le basculement de pans rocheux et les éboulements fréquents sur les littoraux les plus récents

sont également une menace pour les promeneurs. On peut enfin évoquer la possibilité de méga-glissements, heureusement rarissimes, mais qui ne peuvent être totalement exclus dans un avenir lointain, notamment le long du système de failles de Hilina, au sud du Kīlauea. Il serait, par ailleurs, intéressant d'étudier avec plus d'attention l'approche « américaine » de la gestion des risques naturels, où la restriction des libertés individuelles reste encore tabou, *kapu* dirait-on à Hawaï. Le projet initial de thèse prévoyait de s'attarder davantage sur la notion d'aléa, et plus largement de risque, sur les littoraux volcaniques. Il a été recadré, avec raison, par nos directeurs de thèse, afin d'éviter la dispersion. L'entreprise aurait, en effet, été trop difficile dans le temps limité d'une thèse de doctorat, mais, dans le futur, nous souhaiterions développer ces questions.

Bibliographie

- ABBOT A.T., POTTRATZ S.W. (1969) - Marine Pothole Erosion, Oahu, Hawaii. *Pacific Science*, vol. 23, pp. 276-290.
- ALBINET V. (2000) - *Géomorphologie et gestion des falaises sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche*. Thèse de Doctorat de géographie, Université de Lyon II, 661 p.
- ALLOUC J., LE CAMPION-ALSUMARD T., LEUNG TACK D. (1996) - La bioérosion des substrats magmatiques en milieu littoral : l'exemple de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal occidental). *Geobios*, vol. 29, n° 4, pp. 485-502.
- do AMARAL I. (1974) - Alguns aspectos geomorfológicos do litoral da ilha de Santiago (arquipélago de Cabo Verde). *Garcia de Orta*, vol. 2, n° 1, pp. 19-28.
- ANDERSON D.L. (2000) - The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes. *J. of Geophys. Res. Letter*, vol. 27, pp. 3 623-3 626.
- ANDO M. (1979) - The Hawaii earthquake of November 29, 1975: low dip angle faulting due to forceful injection of magma. *J. of Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 7 616-7 626.
- Anonyme (2004) - *Sandhills of Nanawale*. Document Internet, consulté en août 2004, dernière mise à jour du 9 mars 2004. <http://pahoahi.tripod.com/puna/sandhill.htm>
- APPLE R.A., MACDONALD G.A. (1966) - The Rise of Sea Level in Contemporary Times at Honaunau, Kona, Hawaii. *Pacific Science*, vol. 20, pp. 125-136.
- AUBELE J.C., CRUMPLER L.S., ELSTON W.E. (1988) - Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *J. of Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 35, n° 4, pp. 349-374.
- AUGUSTITHIS S.S. (1982) - *Atlas of the Sphaeroidal Textures and Structures and Their Genetic Significance*. Theophrastus Publications, Athènes, 329 p.
- AVIAS J. (1953) - *Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécédentes de la Nouvelle-Calédonie centrale*. Thèse d'Etat de sciences naturelles, Université de Nancy, 276 p.
- BALDWIN E.D. (1892) - *Kalapana and Vicinity*. 1 : 12 000, Hawaiian Government Survey, Reg. Map n° 1623.
- BALDWIN E.D. (1905) - *Map of Puna from Koaie to Pualaa*. 1 : 24 000, Bishop Museum.
- BARTTRUM J.A. (1916) - High water rock platforms: a phase of shoreline erosion. *Trans. N. Z. Inst.*, vol. 48, pp. 132-134.
- BARTTRUM J.A. (1935) - Shore platforms. *Meeting of the Australian and New Zealand Association for Advancement of Science*, vol. 22, pp. 135-143.
- BARTTRUM J.A. (1936) - Honeycomb weathering of rocks at the shoreline. *New Zealand Journal of Science and Technology*, vol. 18, pp. 593-600.
- BATIZA R., WHITE J.D.L. (2000) - Submarine Lavas and Hyaloclastite. In : H. Sigurdson (coord.) - *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 1 417 p., pp. 361-381.
- BATTISTINI R. (1957) - La zonation de l'estran dans les grès littoraux au Cap Mendevitse près de Morombé (Côte Sud-Ouest de Madagascar). *Mém. Inst. Scientif. Madagascar, série D*, vol. 8, pp. 183-193.
- BATTISTINI R. (1967) - Le volcan actif de la Grande Comore. *Rev. de Géogr. Madagascar*, vol. 10-11, pp. 45-77.
- BATTISTINI R. (1985) - Travaux français récents sur la morphologie des littoraux volcaniques. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 62, n° 2, pp. 47-152.
- BATTISTINI R., BERGOEING J.-P. (1983) - Caractéristiques geomorfológicas del litoral comprendido entre Bahía de Tamarindo y Bahía Culebra, Península de Nicoya, Costa Rica. *Rev. de Géogr. I.P.G.H.*, vol. 98, pp. 79-90.
- BATTISTINI R., HINSCHBERGER F., MORIN S., ZOGNING A. (1983) - Le littoral du Mont Cameroun, étude géomorphologique. *Rev. de Géogr. Cameroun*, vol. 4, n° 1, pp. 55-72.
- BIRD E.C.F. (1984) - *Coasts : an Introduction to Coastal Geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford, 3^e éd., 320 p.
- BIRD E.C.F. (2000) - *Coastal Geomorphology, an introduction*. J. Wiley and sons, Chichester, 322 p.
- BIROT P. (1954) - Désagrégation des roches cristallines sous l'action des sels. *C.R.A.S.*, vol. 238, pp. 1145-1146.

- BIROT P. (1969) - *Etude expérimentale de la décomposition des roches cristallines*. Bull. du Centre de Géomorph. de Caen, n° 3, 20 p.
- BODÉRE J.-C. (1971) - Quelques exemples de côte rocheuses peu élevées dans les basaltes postglaciaires de l'Islande. Actes du Colloque *Volcanisme*, Fontenay, 2 octobre 1971, Institut de Géographie, Faculté des lettres de Clermont-Ferrand, pp. 17-26.
- BODÉRE J.-C. (1981) - Le rôle des influences structurales sur le tracé d'une côte rocheuse volcanique : l'exemple des strandflats du sud-est de l'Islande. *Géogr. Phys. et Quatern.*, vol. 35, n° 2, pp. 231-240.
- BODÉRE J.-C. (1985) - *La région côtière sud-est de l'Islande. Recherches géomorphologiques*. Thèse d'Etat de géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 3 vol., 1 826 p.
- BOURCART J. (1930) - Le problème des "taffoni" de Corse et l'érosion alvéolaire. *Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. 3, n° 1, pp. 5-15.
- BRADLEY W.C., HUTTON J.T., TWIDALE C.R. (1978) - Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia. *Geology*, vol. 86, n° 5, pp. 647-654.
- BRIGHAM W.T. (1909) - *The volcanoes of Kilauea and Mauna Loa on the island of Hawaii*. Bishop Museum Press, Honolulu, 222 p.
- BRYAN E.H. (1942) - *American Polynesia and the Hawaiian Chain*. Tongg Publishing Company, Honolulu, 253 p.
- BRYAN W.A. (1915) - *Natural history of Hawaii*. Hawaiian Gazette, Honolulu, 569 p.
- BRYAN W.B., STEPHENS R.S. (1993) - Coastal bench formation at Hanauma bay, Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 105, n° 3, pp. 377-386.
- BRYANT E.A. (2001) - *Tsunami : the underrated hazard*. Cambridge University Press, Cambridge, 314 p.
- BRYANT E.A., YOUNG R.W. (1996) - Bedrock-Sculpturing by Tsunami, South Coast New South Wales, Australia. *J. Geol.*, vol. 104, n° 5, pp. 565-582.
- BUDETTA P., GALIETTA G., SANTO A. (2000) - A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. *Engineering Geology*, vol. 56, n° 3-4, pp. 243-256.
- CAMPBELL J.F. (1984) - Rapid subsidence of Kohala Volcano and its effect on coral reef growth. *Geo-Marine Letters*, vol. 4, pp. 31-36.
- CAMPBELL J.F. (1986) - Subsidence Rates for the Southeastern Hawaiian Islands Determined From Submerged Terraces. *Geo-Marine Letters*, vol. 6, n° 3, pp. 139-146.
- CAMPBELL S.W. (1999) - Chemical weathering associated with tafoni at Papago Park, central Arizona. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 24, n° 3, pp. 271-278.
- CAMUS G. (1994) - Les éruptions hydromagmatiques : interaction eau-magma. In : Bourdier J.-L. (coord.) - *Le volcanisme*, B.R.G.M., Manuels et Méthodes, vol. 25, Orléans, pp. 131-135.
- CAMUS G., BOIVIN P., de GOËR de HERVÉ A., GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.M. (1981) - Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption : le modèle éruptif "surtseyen" et les anneaux de tufs hyaloclastiques. *Bull. Volcanol.*, vol. 44, n° 1, pp. 31-42.
- CANNON E.C., BÜRGMANN R., OWEN S.E. (2001) - Shallow Normal Faulting and Block Rotation Associated with the 1975 Kalapana Earthquake, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 91, n° 6, pp. 1 553-1 562.
- CARISTAN Y., CHOUET B., d'ERCOLE R., STAUDACHER T., VARET J. (2003) - *La Gestion du Risque Volcanique aux Etats-Unis*. Comité Supérieur d'Evaluation des Risques Volcaniques, CIFEG, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, rapport de Mission n° CIFEG 03R35, Orléans, 82 p.
- CARR P.F., JONES B.G. (2001) - The influence of paleoenvironment and lava flux on the emplacement of submarine, near shore Late Permian basalt lavas, Sydney Basin (Australia). *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 112, pp. 247-266.
- CARTER R.W.G. (1988) - *Coastal Environments*. Academic Press, London, 617 p.
- CASHMAN K.V., KAUAHIKAU J.P. (1997) - Reevaluation of vesicle distribution in basaltic lava flows. *Geology*, vol. 25, n° 5, pp. 419-422.
- CERVELLI P., SEGALL P., JOHNSON K., LISOWSKI M., MIKLIUS A. (2002) - Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea Volcano. *Nature*, vol. 415, n° 6 875, pp. 1 014-1 018.
- CHADWICK W.W. Jr., MOORE J.G., FOX C.G. (1994) - *Bathymetry of the west-central slope of the island of Hawaii*. 1 : 150 000, U.S.

- Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF 2269.
- CHADWICK W.W. Jr., MOORE J.G., GARCIA M.O., FOX C.G. (1993b) - *Bathymetry of southern Mauna Loa Volcano, Hawaii*. 1 : 150 000, U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF-2233.
- CHADWICK W.W. Jr., SMITH J.R. Jr., MOORE J.G., CLAGUE D.A., GARCIA M.O., FOX C.G. (1993a) - *Bathymetry of south flank of Kilauea Volcano, Hawaii*. 1 : 150 000, U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF-2231.
- CHIU A.N.L., CHIU G.L.F., FLETCHER C.H., KROCK H.-J., MITCHEL J.K., SCHROEDER T.A. (1995) - *Hurricane Iniki's Impact on Kauai*. University of Hawaii at Manoa, Honolulu, 141 p.
- CHRISTOFFERSON E. (1968) - The relationship of sea-floor spreading in the Pacific to the origin of the Emperor Seamounts and the Hawaiian Island chain. Actes du Colloque AGU annual meeting, Washington, 8-11 avril 1968, Transactions, American Geophysical Union, vol. 49, résumé, p. 214.
- CLAGUE D.A. (1998) - Geology. In : S.P. Juvik et al. (coord.) - *Atlas of Hawai'i*, University of Hawai'i Press, Honolulu, 3^e éd., 333 p., pp. 37-46.
- CLAGUE D.A., DALRYMPLE G.B. (1987) - The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. Geologic evolution. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 5-54.
- CLAGUE D.A., MOORE J.G. (1991) - Geology and Petrology of Mahukona Volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, vol. 53, pp. 159-172.
- CLAGUE D.A., MOORE J.G. (2002) - The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 113, n° 1-2, pp. 259-287.
- CLAGUE D.L., BEESON M.H., DENLINGER R.P., MASTIN L.G. (1995) - Ancient ash deposits and calderas at Kilauea Volcano. Actes du Colloque AGU fall meeting, San Francisco, 11-15 décembre 1995, Eos, Transactions, American Geophysical Union supp., vol. 74, n° 46, résumé, p. 666.
- COAN T. (1882) - *Life in Hawaii*. Anson D.F. Randolph and Cy., New York, 340 p.
- COLGATE S.E., SIGURGEIRSSON H. (1973) - Dynamic mixing of water and lava. *Nature*, vol. 244, pp. 552-555.
- COOK J. (1967) - *The Journals of Captain James Cook on his voyages of Discovery*. J.C. Beaglahole, Hakluyt Society at the University Press, 3 : The voyage of the *Resolution and Discovery* 1776-1780, Cambridge, 718 + 929 p.
- COOKE R.U. (1979) - Laboratory simulation of salt weathering processes in arid environments. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 4, pp. 347-359.
- COPIN-MONTÉGUT G. (1996) - *Chimie de l'eau de mer*. Institut océanographique, coll. Synthèses, Paris, 319 p.
- COQUE R. (1993) - *Géomorphologie*. Armand Colin, Paris, 5^e éd., 503 p.
- COSTA S., LAGEAT Y., HÉNAFF A., DELAHAYE D., PLESSIS E. (2003) - Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. In *Dynamique et gestion des côtes à falaise, Hommes et Terres du Nord*, n° 1, 63 p., pp. 22-31.
- COTTON C.A. (1951) - Sea-cliffs of Banks peninsula and Wellington ; some criteria for coastal classification. *New Zealand Geogr.*, vol. 7, n° 2, pp. 103-120.
- COTTON C.A. (1952) - *Volcanoes as landscape forms*. Whitecombe and Tombs, Christchurch, 2^e éd., 416 p.
- COTTON C.A. (1963) - Levels of planation of marine benches. *Zeitsch. Geom.*, vol. 7, n° 2, pp. 97-110.
- County of Hawaii (2003) - *County of Hawaii Data Book (online version)*. Department of Research and Development, Document Internet, consulté en novembre 2003, dernière mise à jour du 28 novembre 2003. <http://www.hawaii-county.com/contents.htm>
- COURTILLOT V., DAVAILLE A., BESSE J., STOCK J. (2003) - Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 205, pp. 295-308.
- COX D.C., MORGAN J. (1977) - *Local tsunamis and possible local tsunamis in Hawaii*. Hawaii Institute of Geophysics, rapport n° HIG-77-14, 118 p.
- DALONGEVILLE R. (1986) - *Formes de corrosion et de construction organogène des littoraux actuels calcaires de Méditerranée*. Thèse de Doctorat de géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 2 vol., 374 + 156 p.
- DALONGEVILLE R., LE CAMPION T., FONTAINE M.-F. (1994) - Bilan bioconstruction - biodestruction dans les roches carbonatées

- en mer Méditerranée : étude expérimentale et implications géomorphologiques. *Zeitsch. Geomorph.*, vol. 38, pp. 457-474.
- DALRYMPLE G.B., SILVER E.A., JACKSON E.D. (1973) - Origins of the Hawaiian Islands. *American Scientist*, vol. 1, n° 3, pp. 294-308.
- DANA J.D. (1849) - *United States Exploring Expedition During the Years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842*. George P. Putnam, New York, 756 p.
- DANA J.D. (1872) - *Corals and Coral Islands*. Dodd & Mead, New York, 398 p.
- DANA J.D. (1890) - *Characteristics of volcanoes*. University Press, John Wilson and Son, Cambridge, Mass., 399 p.
- DARWIN C. (1842) - *The structure and distribution of coral reefs*. Smith Elder, London, 214 p.
- DAWSON A.G. (1994) - Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, vol. 10, n° 1-4, pp. 83-94.
- DAWSON A.G., SHAOZHONG S. (2000) - Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, n° 6-8, pp. 875-897.
- DAY M.J., GOUDIE A.S. (1977) - Field assessment of rock hardness using the Schmidt hammer. *Br. Geomorphol. Res. Group Tech. Bull.*, vol. 18, pp. 19-29.
- DECKER R., DECKER B. (1989) - *Volcanoes*. Freeman and Cy, New York, 2^e éd., 286 p.
- DELANEY P.T., DENLINGER R.P., LISOWSKI M., MILKLIUS A., OKUBO P.G., OKAMURA A.T., SAKO M.K. (1998) - Volcanic spreading at Kilauea, 1976-1996. *J. of Geophys. Res.*, vol. 103, n° B8, pp. 18 003-18 023.
- DERRUAU M. (1988) - *Précis de géomorphologie*. Masson, Paris, 7^e éd., 533 p.
- DETRICK R.S., CROUGH S.T. (1978) - Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning. *J. of Geophys. Res.*, vol. 83, n° B3, pp. 1 236-1 244.
- DICKINSON W.R. (2001) - Paleoshoreline record of relative Holocene sea levels on Pacific islands. *Earth-Science Reviews*, vol. 55, n° 3-4, pp. 191-234.
- DICKSON M.E., KENNEDY D.M., WOODROFFE C.D. (2004) - The influence of rock resistance on coastal morphology around Lord Howe Island, southwest Pacific. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 29, pp. 629-643.
- DIETERICH J.H., CAYOL V., OKUBO P. (2003) - Stress Changes Before and During the Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption. In : C. Heliker et al. (coord.) - The Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 676, pp. 187-201.
- DIETZ R.S., MENARD H.W. (1953) - Hawaiian swell, deep, and arch and subsidence of the Hawaiian Islands. *J. Geol.*, vol. 61, pp. 99-113.
- DIKAU R., SCHROTT L., DEHN M. (1996) - Topple. In : R. Dikau et al. (coord.) - *Lateral recognition ; identification, movement and causes*, Wiley and Sons, Chichester, 251 p., pp. 29-41.
- DIVENERE V., KENT D.V. (1999) - Are the Pacific and Indo-Atlantic hotspots fixed ? Testing the plate circuit through Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 170, pp. 105-117.
- DOUGLAS G.R. (1980) - Magnitude frequency study of rockfall in Co. Antrim, N. Ireland. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 5, pp. 123-129.
- DOUGLAS G.R., MCGREEVY J.P., WHALLEY W.B. (1994) - Mineralogical Aspects of Crack Development and Freeface Activity in some Basalt Cliffs, County Antrim, Northern Ireland. In : D.A. Robinson et R.B.G. Williams (coord.) - *Rock weathering and Landform Evolution*, John Wiley and Sons, Chichester, 519 p., pp. 73-88.
- DRAGOVICH D.J. (1969) - The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern South Australia. *Zeitsch. Geomorph.*, vol. 13, pp. 163-181.
- DUDLEY W.C., LEE M. (1998) - *Tsunami !* University of Hawai'i press, Honolulu, 2^e éd., 362 p.
- DUMONT J.-F., SANTANA E., THOURET J.-C. (2001) - Volcanic land aggradation versus wave differential erosion ; coastal landforms of Galapagos. Actes du Colloque *Fifth International Conference on Geomorphology*, Tokyo, 23-28 août 2001, The International Association of Geomorphologists, résumé de poster, n.p.
- EASTON W.H. (1965) - Marine terrace problems on Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. America*, vol. Spec. Paper 82, p. 52.
- EATON J.P. (1987) - Stratigraphy of Kilauea Volcano. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 243-260.
- EGGLETON R.A., FOUDOULIS C., VARKEVISSER D. (1987) - Weathering of basalt : changes in

- rock chemistry and mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, vol. 35, n° 3, pp. 161-169.
- EMERSON J.S. (1888) - *Akahiipu Section, N. Kona, Hawaii*. 1 : 12 000, Reg. Map n° 1 449.
- EMERY K.O. (1946) - Marine solution basins. *J. of Geology*, vol. 54, pp. 209-228.
- EMERY K.O., FOSTER J. (1956) - Shoreline nips in tuff at Matsushima, Japan. *Am. J. Sci.*, vol. 254, pp. 380-385.
- ETIENNE S. (1995) - *Dynamique et morphologie des côtes rocheuses d'Irlande du Nord. Exemples entre Portstewart et Ballycastle*. Institut de Géographie, Univ. de Nantes, Mémoire de Maîtrise, 2 vol., Nantes, 218 + 132 p.
- ETIENNE S. (2001) - *Les processus de météorisation des surfaces volcaniques en Islande : approche épistémologique de la géomorphologie des milieux froids*. Thèse de Doctorat de géographie, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 477 p.
- EVANS I.S. (1970) - Salt crystallisation and rock weathering: a review. *Revue de Géom. Dyn.*, vol. 19, pp. 153-177.
- FAIRBRIDGE R.W. (1950) - Landslide patterns on oceanic volcanoes and atolls. *Geological Journal*, vol. 45, pp. 84-88.
- FAIRBRIDGE R.W. (1968) - Volcano-karst. In : R.W. Fairbridge (coord.) - *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, pp. 1 205-1 208.
- FARR T.G., ADAMS J.B. (1984) - Rock coatings in Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 95, n° 9, pp. 1 077-1 083.
- FELTON E.A., CROOK K.A.W. (2003) - Evaluating the impacts of huge waves on rocky shorelines : an essay review of the book 'Tsunami - The Underrated Hazard'. *Marine Geol.*, vol. 197, pp. 1-12.
- FINCH R.H., MACDONALD G.A. (1953) - Hawaiian Volcanoes During 1950. *Geol. Surv. Bull.*, vol. 996-B, p. 89.
- FISCHER R. (1981) - Bioerosion of basalt of the Pacific Coast of Costa Rica. *Senckenbergiana Mar.*, vol. 13, n° 1/3, pp. 1-41.
- FISCHER R., MEYER W. (1985) - Observations on rocky boring by *Alpheus Saxidomus* (crustacea : Alpheidae). *Marine Biology*, vol. 89, n° 2, pp. 213-219.
- FISCHER R.V. (1968) - Puu Hou littoral cones, Hawaii. *Geologische Rundschau*, vol. 57, pp. 837-864.
- FLAGEOLLET J.-C. (1989) - *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris, 224 p.
- FLETCHER C.H., CALHOUN R.S., GROSSMAN E.E., MULLANE R.A., SHERMAN C.E. (1993a) - *Sea-level change in Hawaii*. University of Hawaii School of Ocean and Earth Science and Technology, SOEST 1993 & 1994 report, Honolulu, 2-7 p.
- FLETCHER C.H. et alli (1993b) - *Estimation analysis and mapping of coastal overwash on Kaua'i during the landfall of Hurricane Iniki*. Hawaii Office of State Planning, National Science Foundation Hawaii Coastal Zone Management Program, Honolulu, 65 p.
- FLETCHER C.H., GROSSMAN E.E., RICHMOND B.M., GIBBS A.E. (2002) - *Atlas of Natural Hazards in the Hawaiian Coastal Zone*. U.S. Geological Survey, Geologic Investigations Series I-2761, 182 p.
- FLETCHER C.H., JONES A.T. (1996) - Sea-level highstand recorded in Holocene shoreline deposits on Oahu, Hawaii. *J. of Sedimentary Research*, vol. 66, n° 3, pp. 632-641.
- FLOOD P.G. (2001) - The 'Darwin Point' of Pacific Ocean atolls and guyots: a reappraisal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 175, n° 1-4, pp. 147-152.
- FORNARI D.J., MALAHOFF A., HEEZEN B.C. (1979) - Submarine slope micromorphology and volcanic substructure of the Island of Hawaii inferred from visual observations made from U.S. Navy deep-submergence vehicle (DSV) Sea Cliff. *Marine Geol.*, vol. 32, n° 1-2, pp. 1-20.
- FOULGER G.R., ANDERSON D.L. (2003) - *The Emperor and Hawaiian Volcanic Chains : How well do they fit the plume hypothesis ?* Document Internet, consulté en mars 2004, <http://www.mantleplumes.org/Hawaii.html>
- FRIDRIKSSON S. (1975) - *Surtsey. Evolution of life on a Volcanic Island*. Butterworths, Londres, 198 p.
- FRYER G.J. (1997) - Landslides triggered by storm waves and tsunamis triggered by landslides: unrecognized coastal hazards in Hawai'i. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 29, résumé, pp. 14.
- GERRITSEN F. (1978) - *Beach and surf parameters in Hawaii*. Sea Grant College Program, Univ. of Hawaii, Honolulu, 178 p.

- GIAMBELLUCA T.W., NULLET M.A., SCROEDER T.A. (1986) - *Rainfall atlas of Hawai'i*. Water Resources Research Center, Department of Land and Natural Ressources, Division of Water and Land Development, rapport n° R76, Honolulu, 267 p.
- GILL E.D. (1972) - Ramparts on shore platforms. *Papers and Proceedings of the Roy. Soc. of Tasmania*, vol. 106, pp. 17-20.
- GILL E.D., LANG J.G. (1983) - Micro-erosion meter measurements of rock wear on the coast of Southern Australia. *Marine Geology*, vol. 23, pp. 237-271.
- GILL E.D., SEGNET E.R., McNEILL N.H. (1981) - Rate of formation of honeycomb weathering features (small scale tafoni) on the Otway coast, SE Australia. *Proc. R. Soc. Victoria*, vol. 92, pp. 149-154.
- GODARD A. (1977) - *Pays et paysages du granite*. P.U.F., Paris, 232 p.
- GOLDICH S.S. (1938) - A study in rock weathering. *J. Geol.*, vol. 49, pp. 17-58.
- GOUDIE A.S. (1985) - *Salt weathering*. School of Geography, Univ. of Oxford, Research Paper 33, Oxford, 31 p.
- GOUDIE A.S. (2000) - Experimental physical weathering. In : H.A. Viles (coord.) - Recent advances in field and laboratory studies of rock weathering, *Zeitsch. Geomorph.*, vol. S.B. 120, 193 p., pp. 133-144.
- GREGG C.E., HOUGHTON B.F., JOHNSON D.M., PATON D., SWANSON D.A. (2004) - The perception of volcanic risk in Kona communities from Mauna Loa and Hualalai volcanoes, Hawaii. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 130, n° 3-4, pp. 179-196.
- GREGG T.K.P., FINK J.H. (1995) - Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology*, vol. 23, n° 1, pp. 73-76.
- GRIGG R.W. (1982) - The Darwin Point : A Threshold for Atoll Formation. *Coral Reefs*, vol. 1, n° 1, pp. 29-34.
- GRIGG R.W. (1997) - Paleooceanography of the Hawaiian-Emperor Chain - revisited. *Coral Reefs*, vol. 16, Suppl. 1, pp. S33-S38.
- GRIGG R.W., JONES A.T. (1997) - Uplift caused by lithospheric flexure in the Hawaiian Archipelago as revealed by elevated coral deposits. *Marine Geology*, vol. 141, pp. 11-25.
- GRIPP A.E., GORDON R.G. (2002) - Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical J. Int.*, vol. 150, pp. 321-361.
- GROSSMAN E.E., FLETCHER C.H. (1998) - Sea level higher than present 3500 years ago on the northern main Hawaiian Islands. *Geology*, vol. 26, n° 4, pp. 363-366.
- GUILCHER A. (1952) - Formes de décomposition chimique dans la zone des embruns et des marées sur les côtes britanniques et bretonnes. *Vol. Jubil. Cinquantième Anniv. Labor. Géogr.*, Rennes, pp. 167-181.
- GUILCHER A. (1953) - Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution de calcaire. *Ann. de Géogr.*, vol. 62, pp. 161-179.
- GUILCHER A. (1954) - *Morphologie littorale et sous-marine*. P.U.F., Paris, 216 p.
- GUILCHER A. (1966) - Les grandes falaises et mégafalaises des côtes Sud-Ouest de l'Irlande. *Ann. de Géogr.*, vol. 407, pp. 26-38.
- GUILCHER A. (1980) - Observations géomorphologiques sur des littoraux subarctiques de la pointe nord de l'île Sakhaline (Extrême-Orient Soviétique). *Revue de Géom. Dyn.*, vol. 31, pp. 101-115.
- GUILCHER A. (1984) - Très grandes falaises et mégafalaises d'îles macaronésiennes : Grande Canarie, Tenerife, Madère, Sao Miguel. In : Instituto Nacional de Investigação Científica (coord.) - *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisbonne, pp. 357-366.
- GUILCHER A., BATTISTINI R. (1980) - Plates-formes littorales érosionnelles et construites et plages anciennes dans l'archipel des Açores. *Finisterra*, vol. 15, n° 3, pp. 221-242.
- GUILCHER A., BERTHOIS L., BATTISTINI R. (1962) - Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques, particulièrement à Madagascar et au Cap Vert (Sénégal). *Cahiers Océanographiques*, vol. 14, n° 4, pp. 208-240.
- GUILCHER A., BODÉRE J.-C. (1975) - Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques aux moyennes et hautes latitudes dans l'Atlantique. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 426, pp. 179-185.
- GUILCHER A., PONT P. (1957) - Etude expérimentale de la corrosion littorale des calcaires. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 265-266, pp. 48-62.
- HALSOR S.P., DENLINGER R.P. (1995) - Monitoring ground deformation associated with an advancing lava delta, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 432, résumé, p. 432.

- HAN K.C. (1993) - *Analyse de la stabilité des talus par les méthodes des éléments distincts. Application aux mécanismes de basculement*. Thèse de Doctorat de géologie de l'ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, 140 p.
- Hawaii State Climate Office (2002) - *Monthly Summaries*. Western Regional Climate Center, Document Internet, consulté en avril 2004, <http://lumahai.soest.hawaii.edu/Hsco/index.html>
- Hawaiian Volcano Observatory (2000a) - *When Lava Enters the Sea: Growth & Collapse of Lava Deltas*. United States Geological Survey, Document Internet, consulté en octobre 2003, dernière mise à jour du 2 juin 2000. <http://hvo.wr.usgs.gov/hazards/oceanentry/deltacollapse/>
- Hawaiian Volcano Observatory (2000b) - *Water Temperatures Where Lava Enters the Sea*. United States Geological Survey, Document Internet, consulté en octobre 2003, dernière mise à jour du 8 juin 2000. <http://hvo.wr.usgs.gov/howwork/entrytemp/main.html>
- HEALY J.R. (1959) - *The mapping of the Hawaiian Islands from 1778 to 1848*. Master of Arts Thesis, University of Hawaii at Hilo, 123 p.
- HELIKER C. (2002) - Chronological summary 2001. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 101; part I, seismic data, January to December 2001*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 02-157, 70 p., pp. 3-6.
- HELIKER C., MANGAN M., MATTOX T., KAUAHIKAU J. (1994) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 91, part 1: seismic data, January to December 1991*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 94-432, 72 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., MATTOX M.N. (2003) - The First Two Decades of the Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption: Chronology and Selected Bibliography. In : C. Heliker et al. (coord.) - *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years*, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 676, pp. 1-27.
- HELIKER C., MATTOX T., THOMBER C. (2000a) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 94; Part 1, Seismic data, January to December 1994*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-326, 59 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., SHERROD D. (2000) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 99; part I, seismic data, January to December 1999*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-433, 61 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., SHERROD D. (2001) - Chronological summary 2000. In : J.S. NAKATA (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 00; part I, seismic data, January to December 2000*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-332, 67 p., pp. 3-6.
- HELIKER C., SHERROD D., THORNBUR C. (2000d) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 97; part I, seismic data, January to December 1997*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-408, 99 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., THORNBUR C., REYNOLDS J. (2000b) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 95; part I, seismic data, January to December 1995*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-353, 69 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., THORNBUR C., SHERROD D. (2000c) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 96; part I, seismic data, January to December 1996*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-354, 84 p., pp. 3-5.
- HELIKER C., THORNBUR C., SHERROD D. (2000e) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 98; part I, seismic data, January to December 1998*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-406, 59 p., pp. 3-5.
- HÉNAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., PLESSIS E. (2002a) - Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 2, pp. 107-118.
- HÉNAFF A., LAGEAT Y., COSTA S., PLESSIS E. (2002b) - Modalités du recul des falaises du Pays de Caux. Actes du Colloque *Geomorphology : from Expert Opinion to Modelling, A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet*, Strasbourg, 26-27 avril 2002, D. Delahaye et al. (ed.), pp. 225-233.
- HENNING I. (1974) - *Geoökologie des Hawaii-inselm*. Franz Steiner Verlag GMBH - Wiesbaden, Kassel, 253 p.

- HIERONYMUS C.F., BERCOVICI D. (1999) - Discrete alternating hotspot islands formed by interaction of magma transport and lithospheric flexure. *Nature*, vol. 397, n° 6 720, pp. 604-607.
- HIGH C., HANNA F.K. (1970) - A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. *Br. Geomorphol. Res. Group Techn. Bull.*, vol. 5, pp. 1-25.
- HILLS E.S. (1949) - Shore platforms. *Geol. Mag.*, vol. 86, pp. 137-152.
- HILLS E.S. (1972) - Shore platforms and wave ramps. *Geol. Mag.*, vol. 109, n° 2, pp. 81-88.
- HISINGER P., BARROS O.N.F., BENEDETTI M.F., NOACK Y., CALLOT G. (2001) - Plant-induced weathering of basaltic rock : Experimental evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, n° 1, pp. 137-152.
- HODGKIN E.P. (1970) - Geomorphology and biological erosion of limestone coasts in Malaysia. *Bull. geol. Soc. Malaysia*, vol. 3, pp. 27-51.
- HOFFMEISTER J.E., LADD H.S., ALLING H.L. (1929) - Falcon Island. *Am. Journ. Sci.*, vol. 218, pp. 461-471.
- HOLCOMB R.T. (1987) - Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 261-350.
- HOLCOMB R.T., PETERSON D.W., TILLING R.I. (1974) - Recent landforms at Kilauea Volcano : a selected photographic compilation. In : R. Greeley (coord.) - *Guidebook to the Hawaiian Planetology Conference*, National Aeronautics and Space Administration, NASA TMX 62362, Washington DC, pp. 49-86.
- HON K., KAUAHIKAUA J., DELINGER R., MACKAY K. (1994) - Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, vol. 106, pp. 351-370.
- HON K., MATTOX T., KAUAHIKAUA J., KJARGAARD J. (1993) - The construction of pahoehoe lava deltas on Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Transactions, American Geophysical Union supp.*, vol. 74, n° 43, résumé, p. 616.
- HOOVER J.P. (1998) - *Hawai'i's sea creatures, a guide to Hawai'i marine invertebrates*. Mutual Publishing, Honolulu, 366 p.
- HOPLEY D. (1970) - A coastal weathering sequence at Mount Douglas North Queensland. *Revue de Géom. Dyn.*, vol. 19, n° 1, pp. 1-14.
- HOUSTON J.R., CARVER R.D., MARKLE D.G. (1977) - *Tsunamis-wave elevation frequency of occurrence for the Hawaiian Islands : final report*. U.S. Army, Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Hydrolics Laboratory, rapport n° H-77-16, San Francisco, 62 p.
- HUETZ de LEMPS C. (1977) - *Les îles Hawaï, étude de géographie*. Thèse d'Etat de géographie, Université Bordeaux III, Bordeaux.
- JACKSON T.A., KELLER W.D. (1970) - A comparative study of the role of lichens and "inorganic" processes in the chemical weathering of recent Hawaiian lava flows. *American Journal of Science*, vol. 269, n° 5, pp. 446-466.
- JAGGAR T.A. (1919) - Activity of Mauna Loa. *Hawaiian Volcano Observatory Bull.*, vol. 7, n° 10, pp. 127-159.
- JAGGAR T.A. (1926) - Journal of Mauna Loa eruption. *Hawaiian Volcano Observatory Bull.*, vol. 14, n° 4, pp. 31-47.
- JAGGAR T.A., FINCH R.H. (1924) - The explosive eruption of Kilauea in Hawaii, 1924. *Am. Journ. Sci., ser. 5*, vol. 8, pp. 353-374.
- JAMES V. (1991) - *Ancient Sites of O'ahu*. Bishop Museum Press, Honolulu, 102 p.
- JENNINGS J.N. (1968) - Tafoni. In : R.W. Fairbridge (coord.) - *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, pp. 1 103-1 104.
- JOHNSON M.J., ELLEN S.D., MCKITTRICK M.A. (1993) - Intensity and duration of chemical weathering: an example from soil clays of the southeastern Koolau Mountains, Oahu, Hawaii. *Geological Society of America Special Paper*, vol. SP 284, pp. 147-170.
- JOLY J. (1901) - Expériences sur la dénudation par dissolution dans l'eau douce et dans l'eau de mer. Actes du Colloque *VIIIe Congrès Géologique International*, Paris, 1900, pp. 774-784.
- JONES A.T. (1993) - *Elevated fossil coral deposits in the Hawaiian Islands; a measure of island uplift in the Quaternary*. Doctoral Thesis, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, 293 p.
- JONES A.T. (1998) - Late Holocene shoreline development in the Hawaiian Islands.

- Journal of Coastal Research*, vol. 14, n° 1, pp. 3-9.
- JONES A.T., BLACKWELL B.A., SCHWARCZ H.P. (1992) - No giant wave: evidence from ESR coral dating, Lanai, Hawaii. Actes du Colloque *29th International Geological Congress*, Kyoto, 24 août-3 septembre 1992, Japan Keirin Association, vol. 2, résumé, p. 469.
- JONES J.G., NELSON P.H.H. (1970) - The flow of basalt lava from air into water - its structural expression and stratigraphical significance. *Geol Mag.*, vol. 107, n° 1, pp. 13-19.
- JUVIK J.O., SINGLETON D.C., CLARKE G.G. (1978) - Climate and Water Balance of the Island of Hawaii. In : J. Miller (coord.) - *Mauna Loa Observatory : A 20th Anniversary Report*, U.S. Department of Commerce, NOAA Environmental Research Laboratory, Boulder, pp. 129-139.
- JUVIK S.P., JUVIK J.O., PARADISE T.R. (1998) - *Atlas of Hawai'i*. University of Hawai'i Press, Honolulu, 3^e éd., 333 p.
- KAMASOTO H., YOSHIMURA P. (1979) - *Inventory of public shoreline access, County of Hawaii*. County of Hawaii, Planning Department, Hilo, 96 p.
- KAUAHIKAUA J., CASHMAN K.V., CHAMPION D., HAGSTRUM J.Y. (2002) - Emplacement of the most recent lava flows on Hualalai Volcano, Hawai'i. *Bulletin of Volcanology*, vol. 64, n° 3-4, pp. 229-253.
- KAUAHIKAUA J., DENLINGER R., FOSTER J., KESZTHELYI L. (1993) - Lava delta instability : is it mass-wasting or is it triggered by lava flowing through tubes ? *Eos, Transactions, American Geophysical Union supp.*, vol. 74, n° 43, résumé, p. 616.
- KAUAHIKAUA J., SHERROD D.R., CASHMAN K.V., HELIKER C., HON K., MATTOX M.N., JOHNSON J.A. (2003) - Hawaiian Lava-Flow Dynamics During the Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption: A Tale of Two Decades. In : C. Heliker *et al.* (coord.) - *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha Eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i: The First 20 Years*, U.S. Geological Survey *Professional Paper*, vol. 1 676, pp. 63-87.
- KAUAHIKAUA J., TRUSDELL F.A., HELIKER C. (1998) - *The probability of lava inundation at the proposed and existing Kulani Prison sites*. U.S. Geological Survey, Open-File Report n° 98-794, 21 p.
- KEATING B.H. (1997) - Are the coastal gravels on Lanai tsunami deposits ? *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 29, résumé, p. 22.
- KEATING B.H., HELSEY C.E. (2002) - The ancient shorelines of Lanai, Hawaii, revisited. *Sedimentary Geology*, vol. 150, pp. 3-15.
- KEATING B.H., MCGUIRE W.J. (2000) - Island edifice failures and associated tsunami hazards. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, n° 6-8, pp. 899-955.
- KELLER R.A., FISK M.R., WHITE W.M. (2000) - Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian hotspot. *Nature*, vol. 405, pp. 673-676.
- KELLETAT D. (1988) - Quantitative investigations on coastal bioerosion in higher latitudes : an example from northern Scotland. *Geodynamics*, vol. 9, pp. 41-51.
- KELLY K.M., HON K., TRIBBLE G. (1989) - Bathymetric and submarine studies of an active lava delta near Kupapau Point, Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Transactions, American Geophysical Union supp.*, vol. 70, résumé, p. 1 202.
- KIEFFER G. (1968) - Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basaltiques. *Rev. Auvergne*, vol. 82, n° 1, pp. 27-49.
- KIEFFER G. (1969) - Caractères des coulées de lave à entablement de faux "prismes". *C.R.A.S. série D*, vol. 269, pp. 2 178-2 181.
- KIEFFER G. (1977) - Diaclasation et prismation dans les laves. Actes du Colloque *Cinquième R.A.S.T.*, Rennes, p. 288.
- KIEFFER G. (1979) - Pahoehoe et aa : problèmes de morphologie superficielle des coulées volcaniques fraîches. Actes du Colloque *Quatrième Colloque de Géomorphologie volcanique : Problèmes du volcanisme explosif*, Aubière, Publ. de l'Inst. de Géogr. de la Fac. de Clermont-Ferrand, pp. 33-46.
- KIRCH P.V. (1998) - Archaeology. In : S.P. Juvik *et al.* (coord.) - *Atlas of Hawai'i*, University of Hawai'i Press, Honolulu, 3^e éd., 333 p., pp. 161-168.
- KIRK R.M. (1977) - Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, vol. 20, pp. 571-613.
- KJARGAARD J., HON K., JOHNSON J.A., GANSECKI C. (2002) - *Fall 2002 Eruption Update*. Film vidéo de 64 minutes, Volcano Video Productions, Volcano.
- KLEIN F.W., FRANKEL A.D., MUELLER C.S., WESSON R.L., OKUBO P.G. (2001) - Seismic Hazard in Hawaii : High Rate of Large Earthquakes and Probabilistic Ground-

- Motion Maps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 91, n° 3, pp. 479-498.
- KLEIN F.W., WRIGHT T.L. (2000) - *Catalog of Hawaiian earthquakes, 1823-1959*. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1623, 90 p.
- KOKELAAR P. (1986) - Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, vol. 48, pp. 275-289.
- LAGEAT Y. (1987) - Approche expérimentale des mécanismes d'altération des roches basaltiques et ultrabasaltiques. *Bull. du Centre de Géomorph. de Caen*, vol. 33, pp. 35-50.
- LAGEAT Y., SELIER D., TWIDALE C. R. (1994) - Mégalithes et météorisation des granites en Bretagne littorale, France du nord-ouest. *Géogr. Phys. et Quatern.*, vol. 48, n° 1, pp. 107-113.
- LANGENHEIM V.A.M., CLAGUE D.A. (1987) - The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part II. Stratigraphic Framework of Volcanic Rocks of the Hawaiian Islands. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 55-84.
- LE CAMPION-ALSUMARD T. (1979) - Le biokarst marin : rôle des organismes perforants. Actes du Colloque *Symposium International sur l'érosion karstique*, Aix-en-Provence/ Marseilles/ Nîmes, pp. 133-140.
- LEROUX M. (2000) - *La dynamique du temps et du climat*. Dunod, Masson Sciences, Paris, 2^e éd., 367 p.
- LEVIEUX C. (2001) - Etude géomorphologique du littoral de l'Etna. *L.A.V.E.*, vol. 88, pp. 24-30.
- LEWIS J.V. (1914) - The Origin of Pillow Lavas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 25, pp. 591-654.
- LIPMAN P.W., BANKS N.G. (1987) - Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 1 527-1 588.
- LIPMAN P.W., LOCKWOOD J.P., OKAMURA R.T., SWANSON D.A., YAMASHITA K.M. (1985) - Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea Volcano, Hawaii. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1276, pp. 45.
- LIPMAN P.W., NORMARK W., MOORE J., WILSON J., GUTMACHER C. (1988) - The Giant Submarine Alike Debris Slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. of Geophys. Res.*, vol. 93, n° B5, pp. 4 279-4 299.
- LOEBENSTEIN A.B. (1895) - *Map of Portion of Puna, Hawaii, showing Sea Coast Section from Nanawale to Pohoiki*. 1 : 6 000, Hawaii Territory Survey, Reg. Map n° 1 777.
- LOOMIS H.G. (1975) - *The tsunami of November 29, 1975 in Hawaii*. Hawaii Institute of Geophysics, rapport n° HIG-75-21 et NOAA-JTRE-152, 29 p.
- LOOMIS H.G. (1976) - *Tsunami wave runup heights in Hawaii*. Hawaii Institute of Geophysics, Univ. of Hawaii, Pacific Marine Environmental Laboratory, NOAA, Honolulu, 95 p.
- LOPER D.E. (1997) - Mantle plumes and their effect on the Earth's surface: a review and synthesis. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, vol. 27, n° 1-4, pp. 35-54.
- LORENZ V. (1973) - On the formation of maars. *Bull. Volcanol.*, vol. 37, n° 2, pp. 183-204.
- LUDWIG K., SZABO B., MOORE J., SIMMONS K. (1991) - Crustal subsidence rates off Hawaii determined from ²³⁴U/²³⁸U ages drowned coral reefs. *Geology*, vol. 19, n° 2, pp. 171-174.
- MABBUTT J.A. (1977) - *Desert Landforms*. MIT Press, Cambridge, 340 p.
- MACAIRE J.J., KARRAT L., PERRUCHOT A., COCIRTA C. (1990) - Influence des textures pétrographiques et des macrofissurations des basaltes sur leur désaggrégation par altération météorique. Exemple des épanchements de basaltes quaternaires du Moyen Atlas au Maroc. *C.R.A.S. série 2*, vol. 311, n° 10, pp. 1 213-1 219.
- MACDONALD G.A. (1953) - Pahoehoe, aa and block lava. *Am. Journ. Sci.*, vol. 251, pp. 169-191.
- MACDONALD G.A. (1954) - Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940-1950. *Bull. Volcanol.*, vol. 15, n° 11, pp. 119-179.
- MACDONALD G.A. (1959) - The activity of Hawaiian volcanoes during the years 1951-1956. *Bulletin Volcanologique, ser. 2*, vol. 22, pp. 3-70.
- MACDONALD G.A. (1962) - The 1959 and 1960 eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii and the construction of walls to restrict the spread of the lava flows. *Bulletin Volcanologique*, vol. 24, pp. 249-294.
- MACDONALD G.A. (1967) - Forms and structures of extrusive basaltic rocks. In : A. Poldervaart H.H. Hess (coord.) - *Basalts. The*

- Poldervaart treatise on rocks of volcanic composition*, Interscience Publ., vol. 1, New York, 862 p., pp. 1-61.
- MACDONALD G.A. (1972) - *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 510 p.
- MACDONALD G.A. (1974) - East Puna. In : R. Greeley (coord.) - *Guidebook to the Hawaiian Planetology Conference*, National Aeronautics and Space Administration, TMX 62362, Washington DC, pp. 248-254.
- MACDONALD G.A., ABBOT A.T. (1970) - *Volcanoes in the sea : the geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, 1^e éd., 441 p.
- MACDONALD G.A., ABBOT A.T., PETERSON F.L. (1983) - *Volcanoes in the sea : the geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, Honolulu, 2^e éd., 517 p.
- MACDONALD G.A., EATON J.P. (1964) - Hawaiian Volcanoes During 1955. *Geol. Surv. Bull.*, vol. 1 171, p. 170.
- MACDONALD G.A., SHEPARD F.P., COX D.C. (1947) - The tsunami of April 1, 1946, in the hawaiian islands. *Pacific Science*, vol. 1, n° 1, pp. 257-279.
- MALAHOFF A. (1987) - Geology of the summit of Loihi submarine volcano. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 133-144.
- MARAGOS J.E. (1998) - Marine ecosystems. In : S.P. Juvik et al. (coord.) - *Atlas of Hawaii*, University of Hawaii Press, Honolulu, 3^e éd., 333 p., pp. 111-120.
- MARIE G. (1999) - *Les formes de corrosion littorale : origine, inventaire des formes et perspectives d'études*. Mémoire de D.E.A., Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, 128 p.
- MARIE G. (2002a) - Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 1 : la construction des deltas de lave. *L.A.V.E.*, vol. 94, pp. 7-15.
- MARIE G. (2002b) - Les deltas de lave du littoral hawaïen. Partie 2 : la destruction des deltas de lave. *L.A.V.E.*, vol. 95, pp. 13-19.
- MARIE G. (2002c) - Apports de différentes techniques à la compréhension de la corrosion sur les littoraux volcaniques hawaïens. Actes du Colloque *Geomorphology : from Expert Opinion to Modelling, A tribute to Professor Jean-Claude Flageollet*, Strasbourg, 26-27 avril 2002, D. Delahaye et al. (ed.), pp. 243-250.
- MARIE G. (2003) - Vitesses d'évolution et dynamiques des falaises basaltiques de l'île d'Hawaï. In *Dynamique et gestion des côtes à falaise, Hommes et Terres du Nord*, n° 1, 63 p., pp. 2-11.
- MARIE G., SHERROD D.R., KAUAHIKAUA J.P. (2003) - Long-term instability and retreat of lava deltas of Kilauea Volcano, Hawaii. Actes du Colloque *Cities On Volcanoes 3*, Hilo, 14-18 juillet 2003, Abstract Volume, résumé de poster, p. 82.
- MARK R.K., MOORE J.G. (1987) - Slopes of the hawaiian ridge. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 101-107.
- MARRE A. (1998) - Les mouvements de terrain. In : Y. Veyret (coord.) - *L'érosion entre nature et société*, SEDES, Dossiers des Images Economiques du Monde, vol. 22, Paris, pp. 84-107.
- MARTINI I.P. (1978) - Tafoni weathering, with examples from Tuscany, Italy. *Zeitsch. Geomorph.*, vol. 22, n° 1, pp. 44-67.
- MASTIN L.G., WITTER J.B. (2000) - The hazards of eruptions through lakes and seawater. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 97, pp. 195-214.
- MASTRONUZZI P., SANSÒ P. (2000) - Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (southern Italy). *Mar. Biology*, vol. 170, pp. 93-103.
- MATHEWSON C.C. (1971) - *Engineering analysis of subaerial and submarine geomorphology along the north coast of Molokai Island, Hawaii*. Ph. D Thesis, University of Arizona, 123 p.
- MATSUKURA Y., MATSUOKA N. (1991) - Rates of tafoni weathering on uplifted platforms in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 16, pp. 51-56.
- MATSUKURA Y., MATSUOKA N. (1996) - The effect of rock properties on rates of tafoni growth in coastal environments. *Zeitsch. Geomorph.*, vol. S.B. 106, pp. 57-72.
- MATSUKURA Y., TANAKA Y. (2000) - Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the granite of Mount Doeg-Sung, Korea. *Geografiska Annaler*, vol. 82 A, pp. 59-67.
- MATTOX T.N. (1993) - Where lava meets the sea : Kilauea Volcano, Hawaii. *Earthquakes and Volcanoes*, vol. 24, n° 4, pp. 160-177.

- MATTOX T.N., HELIKER C., MANGAN M. (1999) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 93 part 1: seismic data, January to December 1993*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 99-415, 76 p., pp. 3-5.
- MATTOX T.N., HELIKER C., MANGAN M., KESZTHELYI L. (1998) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 92, part 1: seismic data, January to December 1992*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 98-147, 70 p., pp. 3-5.
- MATTOX T.N., MANGAN M.T. (1997) - Littoral hydrovolcanic explosions : a case study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 75, n° 1-2, pp. 1-17.
- McBRIDE E.F., PICARD M.D. (2000) - Origin and development of tafoni in Tunnel SPRING Tuff, Crystal Peak, Utah, USA. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 25, n° 8, pp. 869-879.
- McBRIDE E.F., PICARD M.D. (2004) - Origin of honeycombs and related weathering forms in Oligocene Macigno Sandstone, Tuscan coast near Livorno, Italy. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 29, n° 6, pp. 713-735.
- McCARROLL D. (1987) - The Schmidt Hammer in geomorphology : five sources of instrument error. *British Geomorphological Research Group*, vol. 36, pp. 16-27.
- McCARROLL D. (1991) - The Schmidt Hammer, weathering and rock surface roughness. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 16, pp. 477-480.
- MCDUGALL I., SWANSON D.A. (1972) - Potassium-argon ages on lavas from the Hawi and Pololu Volcanic Series, Kohala Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, pp. 3 731-3 738.
- McMURTRY G.M., HERRERO-BERVERA E., CREMER M.D., SMITH J.R., RESIG J., SHERMAN C., TORRESAN M.E. (1999) - Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alikā 2 giant Hawaiian submarine landslide. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 94, pp. 35-58.
- McMURTRY G.M., TAPPIN D.R., FRYER G.J., WATTS P. (2002) - Megatsunami deposits on the island of Hawaii: implications for the origin of similar deposits in Hawaii and confirmation of the giant wave hypothesis. Actes du Colloque AGU fall meeting, San Francisco, 6-10 décembre 2002, Eos, Transactions, American Geophysical Union supp., vol. 83, n° 7, résumé, p. F662.
- McMURTRY G.M., WATTS P., FRYER G.J., SMITH J.R., IMAMURA F. (2004) - Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Mar. Geol.*, vol. 203, pp. 219-233.
- McPHIE J., DOYLE M., ALLEN R. (1993) - *Volcanic textures, a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. CODES, University of Tasmania, Hobart, 196 p.
- MENARD H.W. (1986) - *Islands*. Scientific American Books, New York, 230 p.
- MITCHELL N.C. (1998) - Characterising the irregular coastlines of volcanic ocean islands. *Geomorphology*, vol. 23, n° 1, pp. 1-14.
- MITROVICA J.X., PELTIER W.R. (1991) - On postglacial geoid subsidence over the equatorial oceans. *J. of Geophys. Res.*, vol. 96, pp. 20 053-20 071.
- MOBERLY R., CHAMBERLAIN T. (1964) - *Hawaiian beach systems*. Hawaiian Institute of Geophysics, Technical Report n° 64-2, Honolulu, 177 p.
- MOBERLY R., CHAMBERLAIN T. (1972) - *Hawaiian beach systems*. Hawaiian Institute of Geophysics, Technical Report n° 64-2, 3^e éd., Honolulu, 95 p.
- MOBERLY R., COX D.C., CHAMBERLAIN T., McCOY F.W., CAMPBELL J.F. (1963) - *Coastal geology of Hawaii*. Hawaii Institute of Geophysics, rapport n° HIG 41, Honolulu, 216 p.
- MOBERLY R., WALKER G.P. (1987) - Coastal and volcanic geology of the Hanauma Bay area, Oahu, Hawaii. In : M.L. Hill (coord.) - *Cordilleran Section of the Geological Society of America centennial field guide*, Geological Society of America, Inc., vol. 1, Boulder, pp. 5-10.
- MOIGN Y., MOIGN A. (1970) - Les îles Heimaey et Surtsey de l'archipel volcanique Vestmannaeyjar (Islande). Etude du littoral. *Noröis*, vol. 67, pp. 305-334.
- MOORE G.W. (1987) - Subsidence of the hawaiian ridge. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 85-100.
- MOORE G.W., MOORE J.G. (1988) - Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii. *Geological Society of America Special Paper*, vol. 229, pp. 101-110.
- MOORE J.G. (1964) - Giant submarine landslides of the Hawaiian Ridge. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 501-D, pp. 95-98.

- MOORE J.G. (1970a) - Pillow lava in a historic lava flow from Hualalai Volcano, Hawaii. *Journal of Geology*, vol. 78, n° 2, pp. 239-243.
- MOORE J.G. (1970b) - Relationship between subsidence and volcanic load. *Bull. Volc.*, vol. 34, pp. 562-576.
- MOORE J.G. (1971) - *Bathymetry and Geology - East Cape of the island of Hawaii*. 1:62 500, U.S. Geological Survey, Washington, Miscellaneous geologic investigations map I-677.
- MOORE J.G. (1975) - Mechanism of Formation of Pillow Lava. *American Scientist*, vol. 63, n° 3, pp. 269-277.
- MOORE J.G., AULT W.U. (1965) - Historic Littoral Cones in Hawaii. *Pacific Science*, vol. 19, pp. 3-11.
- MOORE J.G., BRYAN W.B., LUDWIG K.R. (1994) - Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 106, pp. 962-967.
- MOORE J.G., CAMPBELL J.F. (1987) - Age of tiltes reefs, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, vol. 92, pp. 2 641-2 646.
- MOORE J.G., CHADWICK W.W. (1995) - Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawai. In : J.P. Lockwood J.P. J.M. Rhodes (coord.) - *Mauna Loa revealed : Structure, Composition, History, and Hazards*, AGU, Geophys. Monogr. 92, pp. 21-44.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A. (1987) - Coastal lava flows from Mauna Loa and Hualalai Volcanoes, Kona, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, vol. 49, n° 6, pp. 752-764.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A. (1992) - Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 104, pp. 1 471-1 484.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB R.T., LIPMAN P.W., NORMAK W.R., TORRESAN M.E. (1989) - Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *J. of Geophys. Res.*, vol. 94, n° B12, pp. 17 465-17 484.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., NORMARK W.R. (1982) - Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology*, vol. 10, pp. 88-92.
- MOORE J.G., MARK R.K. (1992) - Morphology of the Island of Hawaii. *GSA Today*, vol. 2, n° 12, pp. 257-259.
- MOORE J.G., MOORE G.W. (1984) - Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science*, vol. 226, pp. 1 312-1 315.
- MOORE J.G., NORMARK W., SZABO B. (1990) - Reef growth and volcanism on the submarine southwest rift zone of Mauna Loa, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, vol. 52, n° 5, pp. 375-380.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., HOLCOMB R.T. (1994a) - Giant Hawaiian underwater landslides. *Science*, vol. 264, n° 5 155, pp. 46-47.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., HOLCOMB R.T. (1994b) - Giant hawaiian landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 22, pp. 119-144.
- MOORE J.G., PHILLIPS R.L., GRIGG R.W., PETERSON D.W., SWANSON D.A. (1973) - Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, vol. 84, pp. 537-546.
- MOORE R.B., TRUSDELL F.A. (1991) - *Geologic map of the Lower East Rift Zone of kilauea Volcano, Hawaii*. U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series Map I-2225.
- MORGAN W.J. (1971) - Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, vol. 230, n° 5 288, pp. 42-43.
- MORRISSEY M., ZIMANOWSKI B., WOHLLETZ K., BUETTNER R. (2000) - Phreatomagmatic Fragmentation. In : H. Sigurdson (coord.) - *Encyclopedia of Volcanoes*, Academiv Press, San Diego, 1417 p., pp. 431-445.
- MOTTERSHEAD D.N. (1994) - Spatial Variations in Intensity of Alveolar Weathering of a Dated Sandstone Structure in a Coastal Environment, Weston-super-Mare, UK. In : D.A. Robinson et R.B.G. Williams (coord.) - *Rock weathering and Landform Evolution*, John Wiley and Sons, Chichester, 519 p., pp. 151-174.
- Mountain Drainage Basin Research Group (2003) - *Big Island DEM*. M.N.T., University of Washington, Document Internet, consulté en avril 2004, dernière mise à jour du 23 mai 2003.
<http://duff.geology.washington.edu/data/raster/thirtymeter/bigisland/>
- MULLER W., FRÖHLICH G., ZIMANOWSKI B. (1994 -incert.-) - *Interactions between lava and sea water (Kilauea Volcano, Hawaii)*. IKE laboratories, Universität Stuttgart, rapport, Stuttgart, 5 p.
- MUSTOE G.E. (1982) - The origin of honeycomb weathering. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 93, pp. 108-115.

- MUXART T., BIROT P. (1977) - *L'altération météorique des roches*. Publ. Dép. Géogr. Univ. Paris IV, 4 vol., Paris, 279 p.
- Nelles Maps (1993 -incert.-) - *Hawaiian Islands*. 1 : 330 000, München, carte touristique.
- NESTEROFF W., MELIERES F. (1967) - L'érosion littorale du pays de Caux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 9, pp. 159-169.
- NEUMANN A.C. (1966) - Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rak of the sponge *Cliona lampa*. *Limnol. Oceanogr.*, vol. 2, pp. 92-108.
- NONN H. (1966) - *Les régions cotières de la Galice (Espagne) : étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat de géographie, Publications de la Faculté des lettres de l'Université de Strasbourg, Strasbourg, 593 p.
- NOORMETS R., FELTON E.A., CROOK K.A.W. (2002) - Sedimentology of rocky shorelines: 2. Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii - origins and history. *Sedimentary Geology*, vol. 150, pp. 31-45.
- NORMARK W.R., MOORE J.G., TORRESAN M.E. (1993) - Giant Volcano-Related Landslides and the Development of the Hawaiian Islands. *U.S. Geological Survey Bulletin*, vol. 2 002, pp. 184-196.
- NORRMAN J.O. (1970) - *Studies of the coastal morphology on Surtsey Island*. U. S. Air Force, Office of Aerospace Research, Air Force Cambridge Research Laboratories - Translations, 73 vol., Bedford, 16 p.
- NORRMAN J.O. (1980) - Coastal erosion and slope development in Surtsey Island, Iceland. *Zeitsch. Geomorph.*, vol. S.B. 34, pp. 20-38.
- NORTON I.O. (1995) - Plate motions in the North Pacific ; the 43 Ma nonevent. *Tectonics*, vol. 14, n° 5, pp. 1080-1094.
- NULLET D., FLETCHER C.H., HOTCHKISS S., JUVIK J.O. (1998) - Paleoclimate and geography. In : S.P. Juvik et al. (coord.) - *Atlas of Hawai'i*, University of Hawai'i Press, Honolulu, 3^e éd., 333 p., pp. 64-66.
- NUNN P.D. (1994) - *Oceanic Islands*. Blackwell, 413 p.
- NUNN P.D. (1998) - Sea-Level Changes over the Past 1,000 Years in the Pacific. *J. of Coastal Research*, vol. 14, n° 1, pp. 23-30.
- OLLIER C.D. (1971) - Cause of spheroidal weathering. *Earth-Science Reviews*, vol. 7, pp. 127-141.
- OLLIER C.D. (1979) - *Weathering*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 270 p.
- OLSON P., NAM I.S. (1986) - Formation of seafloor swells by mantle plumes. *J. of Geophys. Res.*, vol. 91, n° B7, pp. 7 181-7 191.
- OWEN S., SEGALL P., FREYMULLER J., MIKLIUS A., DENLINGER R., ARNADOTTIR T., SAKO M., BURGMANN R. (1995) - Rapid deformation of the south flank of Kilauea volcano Hawaii. *Science*, vol. 267, pp. 1 328-1 332.
- OWEN S., SEGALL P., LISOWSKI M., MIKLIUS A., DENLINGER R., SAKO M. (2000) - Rapid deformation of Kilauea volcano: GPS measurements between 1990 and 1996. *J. of Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 18 983-18 998.
- PALMER H.S. (1927) - Lapiés in Hawaiian basalts. *Geogr. Rev.*, vol. 17, pp. 627-631.
- PALMER H.S., POWERS H.A. (1935) - Pits in coastal pahoehoe lavas controlled by gas bubbles. *J. Geol.*, vol. 43, n° 6, pp. 639-643.
- PARARAS-CARAYANNIS G. (1977) - *Catalog of tsunamis in Hawaii*. World Data Center A for Solid Earth Geophysics, rapport n° SE-4, Boulder, 78 p.
- PARFITT E.A., PEACOCK D.C.P. (2001) - Faulting in the south Flank of Kilauea Volcano, Hawai'i. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 106, n° 3-4, pp. 265-284.
- PARIS R. (2002) - *Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des îles Canaries*. Thèse de Doctorat de géographie, Universités de Paris I Panthéon-Sorbonne et de Las Palmas (Gran Canaria, Espagne), Paris, 376 p.
- PASKOFF R. (1978a) - Aspects géomorphologiques de l'île de Pâques. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 452, pp. 147-157.
- PASKOFF R. (1978b) - Sur l'évolution géomorphologique du Grand Escarpement côtier du désert chilien. *Géogr. Phys. et Quatern.*, vol. 32, n° 4, pp. 351-360.
- PASKOFF R. (1998) - *Les littoraux, Impacts des aménagements sur leur évolution*. Armand Colin, Paris, 3^e éd., 260 p.
- PASUTO A., SOLDATI M. (1996) - Rock spreading. In : R. Dikau et al. (coord.) - *Lateral recognition ; identification, movement and causes*, Wiley and Sons, Chichester, 251 p., pp. 122-136.
- PELTIER W.R., TUSHINGHAM A.M. (1989) - Global sea-level rise and the greenhouse effect: Might they be connected ? *Science*, vol. 244, pp. 806-810.

- PETERSON D.W. (1972) - Shoreline behavior of active pahoehoe lava at Kilauea Volcano in 1971. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 4, résumé, pp. 217-218.
- PETERSON D.W. (1976) - Process of volcanic island growth, Kilauea Volcano, Hawaii, 1969-1973. *Actes du Colloque Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems*, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (ed.), pp. 172-189.
- PETERSON D.W. (1977) - Summary of eruptive activity. In : Hawaiian Volcano Observatory (coord.) - *Summary 68. October, November and December 1972*, U.S. Geological Survey, Menlo Park, 29 p., p. 1.
- PETERSON D.W., MOORE J.G. (1987) - Geologic history and evolution of geological concepts, island of Hawaii. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 149-189.
- PINOT J.-P. (1998) - *La gestion du littoral. Tome 1. Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Institut Océanographique, coll. "Propos", Paris, 400 p.
- PIRAZZOLI P. (1976) - *Les variations du niveau marin depuis 2000 ans*. Mémoires du Laboratoire de géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, 30 vol., Dinard, 421 p.
- PIRAZZOLI P. (1986) - Marine notches. In : O. van de Plassche (coord.) - *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*, Geo Books, Norwich, pp. 361-400.
- PIRAZZOLI P. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier, Oceanography Series, vol. 58, Amsterdam, 300 p.
- PIRAZZOLI P. (1996) - *Sea-Level Changes. The last 20 000 Years*. Wiley, Chichester, 211 p.
- POMEL R.S. (1986) - *Morphologie volcanique et paléoclimatologie des îles Canaries, comparaison avec d'autres milieux volcaniques insulaires*. Thèse d'Etat de géographie, Université d'Aix-en-Provence, Institut de Géographie, 3 vol., 1 083 p.
- PORTER S.C. (1979) - Quaternary stratigraphy and chronology of Mauna Kea, Hawaii: A 380,000 year record of mid-Pacific volcanism and ice-cap glaciation. *Geological Society of America Bull.*, vol. 90, n° 7, tome 2, pp. 980-1 093.
- POSTMA G. (1984) - Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, vol. 12, pp. 27-30.
- POSTMA G., BABIC L., ZUPANIC J., ROE S.L. (1988) - Delta-front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type delta. In : W. Nemec et R.J. Steel (coord.) - *Fan deltas ; sedimentology and tectonic settings*, Blackie and son, Glasgow, pp. 91-102.
- PRASAD G., SARRACINO R. (1989) - Initial stages in spheroidal weathering. *Sci. Geol. Bull.*, vol. 42, n° 1, pp. 45-53.
- PRATT L.W., GON S.M. (1998) - Terrestrial ecosystems. In : S.P. Juvik et al. (coord.) - *Atlas of Hawai'i*, University of Hawai'i Press, Honolulu, 3e, 333 p., pp. 121-129.
- RAYMOND C.A., STOCK J.M., CANDE S.C. (2000) - Fast Paleogene motion of the Pacific hotspots from revised global plate circuit constraints. In : M.A. Richards et al. (coord.) - *History and Dynamics of Plate Motions*, AGU, Geophysical Monograph Series, vol. 121, Washington, 398 p., pp. 359-375.
- REFFAY A. (1969) - Une côte à falaises basaltiques : le promontoire de la Chaussée des Géants (comté d'Antrim, Irlande du Nord). *Revue de Géogr. Alpine*, vol. 2, pp. 783-801.
- RESING J.A., SANSONE F.J. (2002) - The chemistry of lava-seawater interactions II: The elemental signature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 66, n° 11, pp. 1925-1941.
- RICHARDS A.F. (1966) - Geology of the Islas Revillagigedo, 3, Effects of erosion on Isla San Benedicto 1952-61 following the birth of Volcán Bárcena. *Bull. volcanol.*, vol. 28, pp. 381-403.
- ROBERT R. (1974) - *Morphologie littorale de la Réunion*. Thèse de troisième cycle de géographie, Université de Montpellier, 2 vol., 27+110 p.
- ROBINSON L.A. (1976) - The micro-erosion meter technique in a littoral environment. *Marine Geology*, vol. 22, pp. M51-M58.
- RODRIGUEZ-NAVARRO C., DOEHNE E., SEBASTIAN E. (1999) - Origins of honeycomb weathering : the role of salts and wind. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 111, n° 8, pp. 1250-1255.
- ROGGENTHEN W.M. (1994) - A ground-penetrating radar survey of the active Kamoamo delta, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 26, n° 7, résumé, p. A-118.
- RONDEAU A. (1961) - *Recherches géomorphologiques en Corse : la part de la*

- tectonique et de l'érosion différentielle dans le relief de l'île.* Armand Colin, 2 vol., Paris, 587 p.
- ROWLAND S.K., WALKER G.P.L. (1988) - Mafic-crystal distributions, viscosities, and lava structures of some hawaiian lava flows. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 35, n° 1-2, pp. 55-66.
- RUBIN K.H., FLETCHER C.H., SHERMAN C. (2000) - Fossiliferous Lana'i deposits formed by multiple events rather than a single giant tsunami. *Nature*, vol. 408, n° 6 813, pp. 675-681.
- SAK P.B., FISHER D.M., GARDNER T.W., MURPHY K., BRANTLEY S.L. (2004) - Rates of weathering rind formation on Costa Rican basalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 28, n° 7, pp. 1 453-1 472.
- SAKATE K., SMITH J.R., SHINOZAKI K. (2002) - Three-dimensional reconstruction and tsunami model of the Nuuanu and Wailau giant landslides, Hawaii. *In* : E. Takahashi *et al.* (coord.) - *Hawaiian volcanoes : deep underwater perspectives*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 128, Washington, pp. 333-346.
- SANSONE F.J., RESING J.A., TRIBBLE G.W., SEDWICK P.N., KELLY K.M., HON K. (1991) - Lava-seawater interaction at shallow-water submarine lava flows. *Geophysical Research Letters*, vol. 18, n° 9, pp. 1 731-1 734.
- SCHEFFERS A., KELLETAT D. (2003) - Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Reviews*, vol. 63, pp. 83-92.
- SCHROEDER T. (1993) - Climate Controls. *In* : M. Sanderson (coord.) - *Treavilling Trade Winds Climate and Weather in Hawai'i*, Univ. of Hawaii Press, Honolulu, 126 p., pp. 12-36.
- SCOTT G.A.J., ROTONDO G.M. (1983) - A model for the development of types of atolls and volcanic islands on the Pacific lithosphere plate. *Atoll research bulletin*, vol. 260, pp. 1 - 33.
- SEGALL P., CERVELLI P.F., MIKLIUS A. (2002) - Insights from deformation during the Pu'u O'o eruption of Kilauea volcano. Actes du Colloque *AGU fall meeting*, San Francisco, 6-10 décembre 2002, Eos, Transactions, American Geophysical Union supp., vol. 83, n° 7, résumé, p. F1 438.
- SHEPARD F.P., MACDONALD G.A., COX D.C. (1950) - The tsunami of April 1, 1946. *Bull. of the Scripps Institution of Oceanography of the University of California*, vol. 5, n° 6, pp. 391-527.
- SHERIDAN M.F., WOHLTZ K.H. (1983) - Hydrovolcanism : basic considerations and review. *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 17, pp. 1-29.
- de SILVA G.L.R. (1966) - *The effects of marine attack on the exposed portions of the Honolulu series tuff cones*. Master of Arts Thesis, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, 171 p.
- SKILLING I.P. (2002) - Basaltic pahoehoe lava-fed deltas: clast generation, emplacement mechanisms and environmental discrimination. *In* : J.L. Smellie *et* M.G. Chapman (coord.) - *Volcano-Ice Interaction on Earth and Mars*, Geological Society of London, Special Publication, vol. 202, London, 431 p., pp. 91-113.
- SLEEP N.H. (1990) - Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *J. of Geophys. Res.*, vol. 95, n° B5, pp. 6 715-6 736.
- SMITH J.R., SATAKE K., MORGAN J.K., LIPMAN P.W. (2002) - Submarine landslides and volcanic features on Kohala and Mauna Kea Volcanoes and the Hana Ridge, Hawaii. *In* : E. Takahashi *et al.* (coord.) - *Hawaiian volcanoes: deep underwater perspectives*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 128, Washington, pp. 11-28.
- SMITH J.R., WESSEL P. (2000) - Isostatic Consequences of Giant Landslides on the Hawaiian Ridge. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 157, n° 6-8, pp. 1 097-1 114.
- SMOOT N.C. (1995) - Mass wasting and subaerial weathering in guyot formation : the Hawaiian and Canary Ridges as examples. *Geomorphology*, vol. 14, n° 1, pp. 29-41.
- SPENCER T. (1988) - Coastal biogeomorphology. *In* : H.A. Viles (coord.) - *Biogeomorphology*, Blackwell, Oxford, pp. 255-318.
- SPRY A. (1962) - The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows. *Journal of the Geological Society of Australia*, vol. 8, pp. 191-216.
- STEARNS H.T. (1935) - Shore benches on the island of Oahu, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 46, n° 10, pp. 1 467-1 482.
- STEARNS H.T. (1938) - Pillow lavas in Hawaii. Actes du Colloque *Geological Society of America, Cordilleran Section, 1937 meeting*, pp. 252-253.
- STEARNS H.T. (1940) - *Geology and ground water resources of the Islands of Lanai and Kahoolawe, Hawaii*. Hawaiian Division of Hydrography, Bull. 6, 177 p.

- STEARNS H.T. (1946) - *Geology of the Hawaiian Islands*. Hawaiian Division of Hydrography, Bull. 8, 106 p.
- STEARNS H.T. (1966) - *Geology of the state of Hawaii*. Pacific Books, Palo Alto, 266 p.
- STEARNS H.T. (1978) - Quaternary shorelines in the Hawaiian Islands. *Bernice P. Bishop Museum Bulletin*, vol. 237, pp. 57.
- STEARNS H.T., MACDONALD G.A. (1946) - *Geology and ground water resources of the Island of Hawaii, Hawaii*. Hawaiian Division of Hydrography, Bull. 9, 363 p.
- STEARNS H.T., VAKSVIK K.N. (1935) - *Geology and ground water resources of the Island of Oahu, Hawaii*. Hawaiian Division of Hydrography, Bull. 1, 479 p.
- STEPHENSON W.J. (1997) - Improving the traversing micro-erosion meter. *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 1, pp. 236-241.
- STEPHENSON W.J. (2000) - Shore platforms : a neglected coastal feature ? *Progr. in Phys. Geogr.*, vol. 24, n° 3, pp. 311-327.
- STEPHENSON W.J., KIRK R.M. (2000) - Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part II. The role of subaerial weathering. *Geomorphology*, vol. 32, pp. 43-56.
- SUNAMURA T. (1975) - A laboratory study of wave cut platform formation. *J. Geol.*, vol. 83, pp. 389-397.
- SUNAMURA T. (1976) - Feedback relationship in wave erosion of laboratory rocky coast. *J. Geol.*, vol. 84, pp. 427-437.
- SUNAMURA T. (1982) - A predictive model for wave-induced erosion, with application to Pacific coast of Japan. *J. Geol.*, vol. 90, pp. 167-178.
- SUNAMURA T. (1983) - Processes of sea cliff and platform erosion. In : P.D. Komar (coord.) - *C.R.C. Handbook of Coastal Processes and Erosion*, C.R.C. Press, Boca Raton, 305 p., pp. 233-265.
- SUNAMURA T. (1991) - The elevation of shore platforms: a laboratory approach to the unsolved problem. *J. of Geology*, vol. 99, pp. 761-766.
- SUNAMURA T. (1992) - *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, Chichester, 302 p.
- SUNAMURA T. (1996) - A physical model for rate of coastal tafoni development. *J. of Geology*, vol. 104, pp. 741-748.
- SWANSON D.A. (1972) - Magma supply rate at Kilauea volcano, 1952-1971. *Science*, vol. 175, pp. 169-170.
- SWANSON D.A., CHRISTIANSEN R.L. (1973) - Tragic base surge in 1790 at Kilauea Volcano. *Geology*, vol. 1, pp. 83-86.
- SZABO B., MOORE J.G. (1986) - Age of -360 m reef terrace, Hawaii, and the rate of late Pleistocene subsidence of the island. *Geology*, vol. 14, n° 11, pp. 967-968.
- TANONAKA C.K. (1952) - *Map showing a portion of Puna District, Hawaii*. 1 : 24 000, Hawaii Territory Survey, Reg. Map n° 2191.
- TARDUNO J.A., COTTRELL R.D. (1997) - Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian hotspot during formation of the Emperor seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 153, pp. 171-180.
- TEPLEY L., MOORE J. (1974) - *Fire under the Sea: The origin of Pillow Lava*. Film vidéo de 16 min., Moonlight Productions, Mountain View.
- THORARINSSON S., EINARSSON T., SIGVALDASON G. (1964) - The submarine eruption of the Vestmann Islands, 1963-64. *Bull. Volcanol.*, vol. 27, pp. 437-446.
- THOURET J.-C. (1999) - Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews*, vol. 47, pp. 95-131.
- TILLING R.I. (1977) - Summary of eruptive events. In : Hawaiian Volcano Observatory (coord.) - *Summary 70. April, May and June 1973*, U.S. Geological Survey, Menlo Park, 61 p., p. 1.
- TILLING R.I., CHRISTIANSEN R.L., DUFFIELD W.A., ENDO E.T., HOLCOMB R.T., KOYANAGI R.Y., PETERSON D.W., UNGER J.D. (1987) - The 1972-1974 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano: an example of quasi-steady-state magma transfer. In : R.W. Decker et al. (coord.) - *Volcanism in Hawaii, U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1 350, 1 667 p., pp. 405-469.
- TILLING R.I., KOYANAGI R.Y., LIPMAN P.W., LOCKWOOD J.P., MOORE J.G., SWANSON D.A. (1976) - *Earthquake and related catastrophic events, island of Hawaii, November 29, 1975: a preliminary report*. U.S. Geological Survey, rapport n° Circular 740, 33 p.
- TOMKEIEFF S.I. (1940) - Basalt lavas of the Giant's Causeway. *Bull. Volc.*, vol. 6, n° 2, pp. 89-143.
- TORUNSKI H. (1979) - Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (Nothern Adriatic).

- Senckenbergiana Mar.*, vol. 11, n° 3/6, pp. 193-265.
- TRENHAILE A.S. (1980) - Shore platform : a neglected coastal feature. *Progr. in Phys. Geogr.*, vol. 4, pp. 1-23.
- TRENHAILE A.S. (1987) - *The geomorphology of rocky coasts*. Oxford University Press, Oxford, 384 p.
- TRENHAILE A.S. (2000) - Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, vol. 166, n° 1-4, pp. 163-178.
- TRENHAILE A.S., PEPPER D.A., TRENHAILE R.W., DLAMONTE M. (1998) - Stacks and notches at Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 23, n° 11, pp. 975-988.
- TRIBBLE G.W. (1991) - Underwater observations of active lava flows from Kilauea Volcano, Hawaii. *Geology*, vol. 19, n° 6, pp. 633-636.
- TRUDGILL S.T. (1977) - Problems in the estimation of short-term variations in limestone erosion processes. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 2, pp. 251-256.
- TRUDGILL S.T. (2000) - Weathering overview - measurement and modelling. In : H.A. Viles (coord.) - Recent advances in field and laboratory studies of rock weathering, *Zeitsch. Geomorph.*, vol. S.B. 120, 193 p., pp. 187-193.
- TRUDGILL S.T., HIGH C.J., HANNA F.K. (1981) - Improvements to the micro-erosion meter (MEM). *Br. Geomorphol. Res. Group Tech. Bull.*, vol. 29, pp. 3-17.
- TSUJIMOTO H. (1987) - *Dynamic conditions for shore platform initiation*. Science Reports of the Institute of Geoscience, Univ. of Tsukuba, rapport n° A8, Tsukuba, 45-93 p.
- TWIDALE C.R. (1982) - *Granite Landforms*. Elsevier, Amsterdam, 372 p.
- U.S. Army Corps of Engineers (1964) - *Hawaiian island beaches, cooperative beach study*. U.S. Army Engineer District, Honolulu, 45 p.
- U.S. Army Corps of Engineers (1983) - *Post Disaster Report Hurricane Iwa 23 November 1982*. Pacific Ocean Division, Honolulu, 160 p.
- U.S. Army Engineer District (1975) - *Lava barrier system for the protection of Hilo, island of Hawaii*. vol., Honolulu, 23 p.
- U.S. Army Engineer District (1979) - *Hilo lava flow control, Draft Survey report and environmental impact statement*. vol., Honolulu, 94 p.
- U.S. Army Engineer Division (1971) - *Hawaii Regional Inventory of the National Shoreline Study*. Pacific Ocean Division, Honolulu, 110 p.
- U.S. Department of Commerce (1967) - *Climates of the States*. Environmental Science Service Administration, Climatology of the United States, n° 60-51, Washington, 27 p.
- UMINO S., LIPMAN P.W., OBATA S. (2000) - Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV KAIKO dives off Hawaii. *Geology*, vol. 28, n° 6, pp. 503-506.
- United States Geological Survey (1997) - *Volcanic and Seismic Hazards on the Island of Hawaii, Online Edition*. U.S. Department of the Interior, Document Internet, consulté en octobre 2003, dernière mise à jour du 18 juillet 1997.
<http://pubs.usgs.gov/gip/hazards/>
- United States Geological Survey (2000a) - *Viewing Hawaii's Lava Safely - Common Sense is Not Enough*. U.S. Department of the Interior, U.S. Fact sheet 152-00, version 1.1, 4 p.
- United States Geological Survey (2000b) - *The Kapoho eruption-40 years old this week*. U.S. Department of the Interior, Document Internet, consulté en juillet 2004, dernière mise à jour du 10 janvier 2000.
http://hvo.wr.usgs.gov/volcanowatch/2000/00_01_06.html
- United States Geological Survey (2001) - *Horizontal displacement of GPS benchmarks on Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii*. U.S. Department of the Interior, Document Internet, consulté en juillet 2004, dernière mise à jour du 16 octobre 2001.
<http://hvo.wr.usgs.gov/archive/2001GPS-Vectors.html>
- de VARIGNY C. (1874) - *Quatorze ans aux Iles Sandwich*. Hachette et Cie, Paris, 345 p.
- WALKER D.A. (1994) - *Tsunami facts*. School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, 93 p.
- WALKER D.A. (1999) - Issues related to local tsunamis in Hawaii. *Science of Tsunami Hazards*, vol. 17, n° 2, pp. 71-84.
- WALKER G.P.L. (1990) - Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science*, vol. 44, pp. 315-347.
- WALKER G.P.L. (1991) - Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-

- inflation clefts" in Hawaii. *Bull. of Volcanol.*, vol. 53, n° 7, pp. 546-558.
- WARKE P.A., SMITH B.J. (1998) - Effects of direct and indirect heating on the validity of rock weathering simulation studies and durability tests. *Geomorphology*, vol. 22, pp. 347-357.
- WASKLEWICK T.A. (1994) - Importance of environment on the order of mineral weathering in olivine basalts, Hawaii. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 19, pp. 715-734.
- WATTS A.B. (1976) - Gravity and Bathymetry in the Central Pacific Ocean. *J. of Geophys. Res.*, vol. 81, n° 8, pp. 1 533-1 553.
- WATTS A.B. (2000) - The growth and decay of oceanic islands. In : M.A. Summerfield (coord.) - *Geomorphology and global tectonics*, J. Wiley and Sons, Chichester, 368 p., pp. 339-360.
- WATTS A.B., ten BRINK U.S. (1989) - Crustal Structure, Flexure, and Subsidence History of the Hawaiian Islands. *J. of Geophys. Res.*, vol. 94, n° B8, pp. 10 473-10 500.
- WENTWORTH C.K. (1927) - Estimates of marine and fluvial erosion in Hawaii. *J. of Geology*, vol. 35, n° 2, pp. 117-133.
- WENTWORTH C.K. (1938) - Marine bench-forming processes : I Water-level weathering. *J. of Geomorphology*, vol. 1, n° 1, pp. 6-32.
- WENTWORTH C.K. (1939) - Marine bench-forming processes : II Solution benching. *J. of Geomorphology*, vol. 2, n° 1, pp. 3-25.
- WENTWORTH C.K. (1944) - Pothole, pits, and pans ; subaerial and marine (Hawaii). *J. of Geology*, vol. 52, pp. 117-130.
- WENTWORTH C.K., HOFFMEISTER J.E. (1940) - Hybrid shore bench at Ulupau Head, Oahu. *J. of Geomorphology*, vol. 3, pp. 57-58.
- WENTWORTH C.K., MACDONALD G.A. (1953) - *Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii*. U.S. Geological Survey, Bull. 994, 98 p.
- WENTWORTH C.K., POWERS H.A., EATON J.P. (1961) - Feasibility of a lava-diverting barrier at Hilo, Hawaii. *Pacific Science*, vol. 15, n° 3, pp. 352-357.
- WHALLEY W.B. (1984) - Rockfalls. In : D. Brunsten et D.P. Prior (coord.) - *Slope Instability*, John Wiley and sons, Chichester, 620 p., pp. 217-256.
- WHELAN F., KELLETAT D. (2003) - Submarine slides on volcanic islands - a source for mega-tsunamis in the Quaternary. *Progress in Physical Geography*, vol. 27, n° 2, pp. 198-216.
- WHITE J.D.L., HOUGHTON B. (2000) - Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. In : H. Sigurdsson (coord.) - *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 1417 p., pp. 495-511.
- WILHELMY H. (1958) - *Klimamorphologie der Massengesteine*. G. Westermann, Braunschweig, 218 p.
- WILHELMY H. (1964) - Cavernous rock surfaces (tafoni) in semi-arid and arid climates. *Pakistan Geographical Magazine*, vol. 19, pp. 9-13.
- WILSON J.T. (1963a) - Evidence from islands on the spreading ocean floors. *Nature*, vol. 197, n° 4 867, pp. 536-538.
- WILSON J.T. (1963b) - A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, vol. 41, pp. 863-870.
- WINKLER E.M. (1979) - Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia : a discussion. *Geology*, vol. 87, n° 1, pp. 119-120.
- WOHLETZ K.H. (1983) - Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain size, scanning electron microscopy, and experimental results. In : M.F. Sheridan et F. Barberi (coord.) - *Explosive Volcanism*, *J. Volcanol. and Geoth. Res.*, vol. 17, n° 1/4, 481 p., pp. 31-63.
- WOLFE E.W., MORRIS J. (1996) - *Geologic map of the island of Hawaii*. 1:100 000, U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series Map I-2224-B3 feuilles.
- WRIGHT T.L. (1991a) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 89, part I: seismic data, January to December 1989*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 91-564, 102 p., pp. 2-4.
- WRIGHT T.L. (1991b) - Chronological summary. In : A.H. Tomori et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 90, part I: seismic data, January to December 1990*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 91-578, 79 p., pp. 2-4.
- WRIGHT T.L. (1992) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian Volcano Observatory summary 87, part I: seismic data, January to December 1987*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 92-333, 68 p., pp. 3-7.
- WRIGHT T.L. (1994) - Chronological summary. In : J.S. Nakata et al. (coord.) - *Hawaiian*

Volcano Observatory summary 88, part 1: seismic data, January to December 1988, U.S. Geological Survey, Open-File Report 94-169, 78 p., pp. 4-7.

WRIGHT T.L., CHU J.Y., ESPOSO J., HELIKER C., HODGE J., LOCKWOOD J.P., VOGT S.M. (1992) - *Map showing lava-flow hazard zones, island of Hawaii*. 1 : 250 000, U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map MF-2193.

WRYTKI K. (1990) - Sea level rise: The facts and the future. *Pacific Science*, vol. 44, n° 1, pp. 1-16.

WYSS M. (1988) - A proposed source model for the Great Kau, Hawaii, earthquake of 1868. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 78, pp. 1 450-1 462.

WYSS M., KOYANAGI R.Y. (1992) - *Isoseismal maps, macroseismic epicenters, and estimated magnitudes of historical earthquakes in the Hawaiian Islands*. U.S. Geological Survey Bulletin 2006, Washington, 93 p.

YANES LUQUE A. (1990) - *Morfología litoral de las Islas Canarias occidentales*. Universidad de La Laguna, secretariado de publicaciones, La Laguna, 208 p.

YOUNG A.R.M. (1987) - Salt as an agent in the development of cavernous weathering. *Geology*, vol. 15, pp. 962-966.

YOUNG R.W., BRYANT E.A. (1992) - Catastrophic wave erosion on the southeastern coast of Australia : impact of the Lanai tsunami ca. 150 ka. *Geology*, vol. 20, n° 3, pp. 199-202.

ben YOUSOUF A.A. (1991) - *Morphogenèse et modèle dans un milieu insulaire tropical : l'exemple de Mayotte*. Thèse de Doctorat de géographie, Université des Sciences et Techniques de Lille, 286 p.

ZENKOVICH V.P. (1967) - *Processes of coastal development*. Oliver and Boyd, Edinburgh/London, 738 p.

ZIMANOWSKI B. (1998) - Phreatomagmatic explosions. In : A. Freundt et M. Rosi (coord.) - *From magma to tephra : modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*, Elsevier, New York, pp. 25-54.

Table des figures

Figure 1 : L'archipel d'Hawaï	12
Figure 2 : Age et typologie des îles de l'archipel d'Hawaï.....	12
Figure 3 : Relation entre l'âge maximum du volcan et la distance du Kīlauea pour les volcans des chaînes de l'Empereur et des Hawaï	15
Figure 4 : Les différentes phases des alignements insulaires de point chaud.....	16
Figure 5 : Typologie des volcans de l'archipel d'Hawaï, selon leur stade d'évolution	16
Figure 6 : Carte climatique de l'archipel d'Hawaï.....	21
Figure 7 : Carte des houles dominantes et des courants marins de surface au large de l'archipel d'Hawaï.....	24
Figure 8 : Carte des coulées de lave historiques de l'île d'Hawaï.....	26
Figure 9 : Carte géologique simplifiée de l'île d'Hawaï	28
Figure 10 : Carte climatique de l'île d'Hawaï.....	29
Figure 11 : Carte des régions naturelles et administratives de l'île d'Hawaï.....	30
Figure 12 : Profil physiographique ouest-est de l'île d'Hawaï	30
Figure 13 : Bloc-diagramme d'un delta de lave actif	36
Figure 14 : Fragmentation du matériel lavique à l'interface avec une nappe d'eau.....	42
Figure 15 : Carte des coulées du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha (1983-2003)	47
Figure 16 : Graphique de l'évolution des terrains gagnés sur l'océan par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha	48
Figure 17 : Dates de construction des deltas de lave édifiés par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha	49
Figure 18 : Les différents types de contact entre la lave et l'océan observés sur le littoral hawaïen ...	50
Figure 19 : La formation des deltas de lave	53
Figure 20 : Evolution des coulées de lave et du delta de lave lors de l'éruption de Kapoho en 1960..	65
Figure 21 : Modalités de destruction des deltas de lave par effondrement et explosions paroxysmales	71
Figure 22 : Liste des effondrements étudiés et sismicité entre novembre 1992 et juillet 1994	74
Figure 23 : Variation de la hauteur significative de la houle à la bouée 51004 au sud-est d'Hawaï (17°26'12" N 152°31'10" W)	78
Figure 24 : Carte de localisation des cônes littoraux sur l'île d'Hawaï.....	83
Figure 25 : Carte des risques volcaniques de l'île d'Hawaï	86
Figure 26 : Evolution du nombre annuel de visiteurs dans le Parc Naturel des Volcans d'Hawaï	91
Figure 27 : Recul des deltas de lave construits par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha	103
Figure 28 : Corrélations entre le recul annuel maximal et moyen du trait de côte et l'âge des deltas de lave.....	107
Figure 29 : Recul du trait de côte du delta de lave de Lae'apuki entre 1997 et 2002.....	109
Figure 30 : Bathymétrie du secteur côtier entre Wilipe'a et Kalaehiamoe avant l'éruption du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha	111
Figure 31 : Carte de localisation des profils topographiques étudiés sur les banquettes construites par les éruptions du Pu'u 'Ō'ō	114
Figure 32 : Profils mesurés lors des campagnes de mesure d'instabilité des banquettes de lave.....	117
Figure 33 : Les mouvements verticaux sur le profil A (Wilipe'a Est).....	122
Figure 34 : Les mouvements verticaux sur le profil B (Wilipe'a Est).....	122
Figure 35 : Les mouvements verticaux sur le profil C (Wilipe'a Est).....	122
Figure 36 : Les mouvements verticaux sur le profil D (Lae'apuki)	123
Figure 37 : Les mouvements verticaux sur le profil E (Lae'apuki)	123
Figure 38 : Les mouvements verticaux sur le profil F (Lae'apuki).....	123
Figure 39 : Les mouvements verticaux sur le profil G (Highcastle).....	124
Figure 40 : Les mouvements verticaux sur le profil H (Highcastle).....	124
Figure 41 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil A (Wilipe'a Est)	127
Figure 42 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil B (Wilipe'a Est)	127
Figure 43 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil C (Wilipe'a Est)	128
Figure 44 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil D (Lae'apuki)	128
Figure 45 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil E (Lae'apuki).....	128
Figure 46 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil F (Lae'apuki).....	128
Figure 47 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil G (Highcastle).....	128
Figure 48 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux sur le profil H (Highcastle).....	128

Figure 49 : Mouvements horizontaux sur le profil A (Wilipe'a Est).....	129
Figure 50 : Mouvements horizontaux sur le profil B (Wilipe'a Est).....	129
Figure 51 : Mouvements horizontaux sur le profil C (Wilipe'a Est)	130
Figure 52 : Mouvements horizontaux sur le profil D (Lae'apuki).....	130
Figure 53 : Mouvements horizontaux sur le profil E (Lae'apuki).....	131
Figure 54 : Mouvements horizontaux sur le profil F (Lae'apuki).....	131
Figure 55 : Mouvements horizontaux sur le profil G (Highcastle).....	131
Figure 56 : Mouvements horizontaux sur le profil H (Highcastle)	131
Figure 57 : Tableau récapitulatif des mouvements horizontaux au niveau de la partie distale des profils	134
Figure 58 : Tableau des mouvements horizontaux sur l'ensemble des profils	134
Figure 59 : Affaissement et possibles glissements des deltas de lave par expulsion de l'eau intergranulaire	141
Figure 60 : Glissement de la marge externe des deltas de lave par translation horizontale	141
Figure 61 : Fossé au niveau de la marge interne de la partie occidentale de la banquette de Wilipe'a Est	142
Figure 62 : Recul de la partie occidentale du delta de lave de Lae'apuki entre le 17 juin 2001 et le 6 octobre 2002	145
Figure 63 : Formation d'une indentation sur les deltas de lave hawaïens	148
Figure 64 : Tableau récapitulatif des mouvements de terrain sur les deltas de lave de mise en place récente.....	150
Figure 65 : Hypothétique extension latérale de roche en marge externe d'une banquette de lave....	151
Figure 66 : Glissements rotationnels en marge des deltas de lave	153
Figure 67 : Les différentes étapes du basculement de la marge externe de la banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001	157
Figure 68 : Indentations du trait de côte sur la banquette de Kamoamoamo	172
Figure 69 : Irrégularisation du trait de côte de la banquette de Kamokuna	172
Figure 70 : Régularisation du trait de côte de la banquette de Kupapa'u Est.....	172
Figure 71 : Inventaire des épisodes de forte houle (high surf) sur les côtes sud et est de l'île d'Hawaï	175
Figure 72 : Tableau comparatif de l'affaissement du point externe des banquettes (en millimètres) et du nombre d'épisodes de forte houle (high surf)	175
Figure 73 : Tableau comparatif du recul des banquettes (en mètres) au niveau des profils et du nombre d'épisodes de forte houle (high surf).....	176
Figure 74 : Caractéristiques du trait de côte sur les principales îles de l'archipel d'Hawaï	187
Figure 75 : Carte typologique des côtes rocheuses de l'île d'Hawaï	188
Figure 76 : Caractéristiques du trait de côte de l'île d'Hawaï.....	189
Figure 77 : Caractéristiques morphologiques des côtes de l'île d'Hawaï	191
Figure 78 : Profil topographique de la falaise d'Hāmākua-Hilo à Honomū	196
Figure 79 : Profil topographique de la très grande falaise de Kohala à Laupāhoehoe Nui	197
Figure 80 : Plate-forme à rempart externe en partie héritée dans un basalte pléistocène à Alāla Point (Lanikai, côte au vent d'O'ahu).....	211
Figure 81 : Tentative de corrélation entre les principaux niveaux marins des îles d'O'ahu et d'Hawaï	211
Figure 82 : Reconstitution du niveau de la mer à Hawaï durant l'Optimum Climatique holocène	214
Figure 83 : Morphologie des falaises basaltiques d'Hawaï.....	225
Figure 84 : Le système morphogénique des falaises volcaniques d'Hawaï	231
Figure 85 : Les différents processus gravitaires affectant les falaises basaltiques d'Hawaï	238
Figure 86 : Formation en plan d'arches perpendiculaires au trait de côte	250
Figure 87 : Proposition de modèle pour la genèse de trous souffleurs.....	250
Figure 88 : Formation en plan d'une arche parallèle au trait de côte.....	256
Figure 89 : Destruction d'une arche étroite le long d'une fissure (exemple de l'arche de 2002 sur la coulée de Heiheiāhulu).....	256
Figure 90 : La destruction des arches perpendiculaires au trait de côte	256
Figure 91 : Les processus de dépavage et de délogement de blocs sur les falaises et plates-formes volcaniques	261
Figure 92 : Profil topographique de la plate-forme en escalier à l'est de la baie de 'Opihikao	263
Figure 93 : Profil topographique de la plate-forme en escalier de Koko Kai Beach Park (Koko Head, O'ahu).....	263
Figure 94 : M.N.T. de la plate-forme de Kanakaloloa	275

Figure 95 : Localisation des plates-formes à rempart externe sur les îles d'O'ahu et Hawaï.....	276
Figure 96 : Profils topographiques de la plate-forme à « pseudo-rempart » externe de Kaakepa (sud de Puna).....	276
Figure 97 : Profils topographiques de la plate-forme à rempart externe de Kalea	278
Figure 98 : Carte des principaux séismes historiques de l'île d'Hawaï.....	284
Figure 99 : Liste des séismes destructeurs depuis 1868	285
Figure 100 : Représentation schématique du glissement ayant provoqué le séisme de 1975 selon E.C. Cannon et al. (2001).....	287
Figure 101 : Subsidence provoquée par le séisme de 1975 le long de la côte sud du Kīlauea selon P.W. Lipman et al. (1976).....	288
Figure 102 : Déplacements horizontaux provoqués par le séisme de 1975 le long de la côte sud du Kīlauea selon P.W. Lipman et al. (1985), simplifié	288
Figure 103 : Evolution du trait de côte à l'extrémité orientale de Puna entre 1883 et 1995	290
Figure 104 : Liste des principaux tsunamis ayant touché l'île d'Hawaï.....	293
Figure 105 : Hauteur maximum atteinte par un tsunami sur les côtes de l'île d'Hawaï dans les temps historiques	295
Figure 106 : Localisation des glissements de terrain géants sur le pourtour des principales îles de l'archipel d'Hawaï selon J.G. Moore et al. (1994b)	305
Figure 107 : Courbe des mesures de recul de falaises basaltiques d'Hawaï à moyen terme	314
Figure 108 : Le recul des falaises basaltiques d'Hawaï à long terme à partir de la largeur des terrasses marines.....	314
Figure 109 : Courbe récapitulative des mesures de recul de falaises basaltiques	314
Figure 110 : Localisation des formes de corrosion sur les roches volcaniques dans le monde	334
Figure 111 : Les six stades d'évolution d'une forme d'alvéolisation dans les roches volcaniques d'Hawaï.....	336
Figure 112 : Différents types de lapiés sur les roches basaltiques d'Hawaï.....	341
Figure 113 : Différents types de mares de corrosion à Hawaï.....	344
Figure 114 : Rapport entre la profondeur et le diamètre moyen des mares de corrosion sur le site de Ke'ei (Kona Sud)	344
Figure 115 : Exemples de cavités d'abrasion.....	357
Figure 116 : Rapport entre la profondeur et le diamètre moyen des formes d'abrasion mesurées sur les îles d'Hawaï et d'Oahu.....	357
Figure 117 : Modèle de formation des marmites de géant et des « puits d'abrasion »	361
Figure 118 : Régularisation de la pente de la plate-forme de Kalaehiamoe (Puna sud) par des cannelures.....	363
Figure 119 : Caractéristiques des sites de mesures au micro-erosion meter.....	371
Figure 120 : Tableau récapitulatif de la précision des mesures au MEM lors des différentes campagnes.....	373
Figure 121 : Résultats des mesures de micro-érosion au M.E.M.	374
Figure 122 : Les causes possibles de la variation des mesures au micro-erosion meter	375
Figure 123 : Localisation des sites de mesures au Schmidt hammer.....	377
Figure 124 : Les différents protocoles testés lors de l'expérimentation en laboratoire sur la corrosion littorale	380
Figure 125 : Résultats de l'expérimentation sur la corrosion littorale (en pourcentage de poids perdu)	381
Figure 126 : Résultats des comptages de blocs de tempête taffonisés.....	383
Figure 127 : Mesures de la température et du pH de la mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae.....	392
Figure 128 : Relation entre la température et le pH dans la mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae.....	392
Figure 129 : Mesures de la température et du pH de la mare étudiée à Kawaihae dans l'étage médiolittoral supérieur	395
Figure 130 : Relation entre la température et le pH de la mare étudiée à Kawaihae dans l'étage médiolittoral supérieur	395
Figure 131 : Mesures de la température et du pH de la solution d'eau distillée utilisée pour l'émersion de l'échantillon Aa 5	397
Figure 132 : Mesures de la température et du pH de la solution d'eau de mer utilisée pour l'émersion de l'échantillon Aa 7	398
Figure 133 : Comparaison de l'érosion des échantillons selon le temps d'émersion	401

Figure 134 : Comparaison des échantillons de basalte vacuolaire soumis à une solution d'eau distillée ou d'eau de mer	402
Figure 135 : Evolution de la corrosion des échantillons de basalte vacuolaire immergés deux tiers du temps dans l'eau distillée	402
Figure 136 : Comparaison entre les échantillons immergés totalement et au tiers de leur volume ...	403
Figure 137 : Evolution de la corrosion lors de l'expérimentation pour quelques échantillons	406
Figure 138 : Variation de la résistance de la roche selon la position sur le littoral	406
Figure 139 : Etagement des formes de corrosion littorale en fonction de la distance à l'océan en baie de Pawai (Kona Nord)	406
Figure 140 : Localisation des plates-formes à rempart externe dans le monde	411
Figure 141 : Tableau comparatif des mesures de résistance de la roche sur le rempart externe, la plate-forme et la falaise	411
Figure 142 : Profil topographique de la plate-forme à rempart externe peu marqué de Kōkee Beach dans des tufs palagonitiques (O'ahu).....	411
Figure 143 : Etagement de plates-formes à Kahauloa (O'ahu).....	416
Figure 144 : Proposition de modèle d'évolution des plates-formes à rempart externe dans les tufs volcaniques d'O'ahu	419
Figure 145 : Comparaison de l'érosion des échantillons selon la température d'émersion	423
Figure 146 : Relation entre les blocs de tempête peu taffonisés et les précipitations annuelles moyennes	424
Figure 147 : Relation entre les précipitations et l'abaissement moyen par site	424
Figure 148 : Localisation des structures cellulaires exploitées de façon différenciée par l'érosion littorale	433
Figure 149 : Exemple d'étagement des formes dans les structures cellulaires trachytiques d'Antany Mora (îles Radama, Madagascar, d'après A. Guilcher et al., 1962).....	433
Figure 150 : Coupe dans une cellule bombée exfoliée de l'estran d'Alāla Point	433
Figure 151 : Coupe dans des micro-cellules de Moeau Point (sud-est d'O'ahu).....	436
Figure 152 : Résultats des comptages de blocs de tempête taffonisés de faciès noir	445
Figure 153 : Relation entre les blocs de tempête peu taffonisés de faciès noir et les précipitations annuelles moyennes	445
Figure 154 : Mesure de résistance et de micro-érosion selon les unités au sein du basalte	449
Figure 155 : Théorie de la genèse de nids d'abeilles selon la structure de Turing.....	452
Figure 156 : La non-relation entre l'abaissement de la surface et la résistance de la roche	454
Figure 157 : Tableau récapitulatif des mesures de résistance de la roche.....	455

Table des photographies

Photo 1 : Filets de lave drapant la falaise dans la baie à l'est de Kupapa'u Point (5 mai 2001)	51
Photo 2 : Stalactites, stalagmites et « pied de lave » en formation à Highcastle (20 septembre 2002).....	51
Photo 3 : Banquette de lave récente à Kupapa'u Est en partie couverte de hyaloclastites, avec une ancienne ligne de rivage (11 juin 2001)	51
Photo 4 : Explosion sous-marine en bordure du delta de lave de Waha'ula projetant des pyroclastes en surface (6 mai 2000)	56
Photo 5 : Rivière de lave sur le delta de Highcastle Ouest avec banquette de construction en avant de celui-ci (28 septembre 2002).....	60
Photo 6 : Progression du delta de Kupapa'u Est le long d'un promontoire avec ouverture soudaine d'une brèche au débouché d'un tube de lave (23 mai 2001).....	60
Photos 7 : Langue de lave progressant sur le sable avant et après le déferlement d'une vague à Wilipe'a (20 septembre 2002)	60
Photo 8 : Front du delta de Kupapa'u Est avec encoche basale et coulée de lave subaérienne tombant en filet sur la plage (16 mai 2001).....	63
Photo 9 : Jets de tephres en marge du delta de Kupapa'u Est (3 juin 2001).....	80
Photo 10 : Eclatement d'une bulle de lave en marge du delta de Kupapa'u Est (16 mai 2001).....	81
Photo 11 : Touristes à proximité du delta de Kupapa'u Est en formation (mai 2001).....	93
Photo 12 : Pancarte informant du risque d'effondrement des deltas de lave actifs à la fin de la Chain of Crater Road (septembre 2002)	93
Photo 13 : Site d'observation du delta de lave de Kupapa'u Est	93
Photo 14 : Vue aérienne vers le sud-ouest de la côte entre Lae'apuki et 'Āpua Point, prise le 30 mars 2000 (HVO)	114
Photo 15 : Mesures sur le profil A de la banquette de Wilipe'a Est avant son recouvrement par de nouvelles coulées (12 septembre 2002)	115
Photo 16 : Vue aérienne de la banquette de Lae'apuki prise le 16 mars 2000 (source : HVO)	115
Photo 17 : Vue de la banquette de Highcastle vers l'est (juin 2000)	115
Photo 18 : Fissure en marge interne de la banquette de Lae'apuki (juillet 2003).....	142
Photo 19 : Fracture profonde en marge de la banquette de Lae'apuki (juin 2000).....	145
Photo 20 : Deux fractures rectilignes et parallèles en marge du delta de Kamokuna (avril 2001, photo de détail prise en septembre 2002).....	145
Photo 21 : Pan de falaise à Highcastle de 3 à 4 m de largeur séparé de la falaise par un fossé large de 1 m à 4 m (au premier plan) vu vers l'ouest (septembre 2002)	148
Photo 22 : Même pan de falaise vu vers l'est (septembre 2002)	148
Photo 23 : Pan de falaise large de 3 à 4 m se détachant en marge du delta de Kamoamoā, après la banquette de Lae'apuki (avril 2001).....	148
Photo 24 : Banquette de construction en marge du delta de Lae'apuki (juin 2000)	153
Photo 25 : Trottoir en cours d'érosion en marge du delta de Lae'apuki (avril 2001)	153
Photo 26 : Tumulus sur une banquette de construction en marge du delta de Lae'apuki le 26 septembre 2002	155
Photo 27 : Tumulus sur une banquette de construction en marge du delta de Lae'apuki le 21 juillet 2003.....	155
Photo 28 : Photographie aérienne de la partie orientale de la banquette de Lae'apuki le 23 mars 2000	155
Photo 29 : Pente interne du tumulus avec fosse profonde d'1m80 au maximum tapissée de débris (juillet 2003).....	155
Photo 30 : Contre-pente sur l'extrémité occidentale du delta de Kaimū au niveau de Hākuma Point (septembre 2002).....	155
Photo 31 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 3 minutes avant le basculement	157
Photo 32 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 30 secondes après le basculement	158
Photo 33 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 1 minute après le basculement.....	158
Photo 34 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, juste après le second basculement	158
Photo 35 : Pan de falaise en cours de basculement à l'extrémité orientale de la banquette de Lae'apuki (juillet 2003)	160
Photo 36 : Bloc basculé sur la marge occidentale de la banquette de Lae'apuki avec grève de galets (septembre 2002).....	160
Photo 37 : Panneaux dissuasifs d'interdiction en avant de la banquette de Wilipe'a Est datant de 1995 (mai 2001)	163

Photo 38 : Destruction de la banquette de Highcastle par éboulements, avec banquette de construction au premier plan (26 mai 2000).....	166
Photo 39 : Recul de la banquette de Highcastle de 5 à 10 mètres (20 septembre 2002)	166
Photo 40 : Panneaux se détachant de la falaise et subissant une éboulisation de leur partie sommitale, entre Lae'apuki et Kamoamoa (juillet 2003).....	166
Photo 41 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 15 minutes après le premier basculement.	168
Photo 42 : Banquette de Kupapa'u Est le 1er mai 2001, 40 minutes après le premier basculement.	168
Photo 43 : Promontoire sur la banquette de Kamokuna (septembre 2002).....	168
Photo 44 : Escarpement de faille de Pu'u Kapukapu à proximité d'Halapē (Ka'ū)	195
Photo 45 : Falaise haute de 100 m évoluant par glissements au sud de Laupāhoehoe Point (côte d'Hāmākua-Hilo).....	195
Photo 46 : Très grande falaise à l'ouest de Waipi'o (Hāmākua).....	195
Photo 47 : Falaise taillée dans un basalte altéré et plate-forme dégagée par érosion différentielle à Kealahewa Point (nord Kohala)	199
Photo 48 : Falaise nappée de blocs issus de l'altération partielle du basalte au nord de Kawaihae..	199
Photo 49 : Promontoire 'a'ā et falaise composite à Mackenzie Park datant de 1790	216
Photo 50 : Encoche d'abrasion profonde d'1 à 1,5 m au pied du delta de Ki'i construit en 1990.....	230
Photo 51 : Encoche formée par abrasion des brèches basales sur la coulée de 1955 de Keekee (sud de Puna).....	230
Photo 52 : Détails de blocs au pied de la falaise à proximité de la nouvelle plage de Kalapana, dans une falaise datant de 1990	230
Photos 53 : Evolution des blocs en marge d'un cap à l'ouest de Kaimū dans une coulée de 1990...	234
Photos 54 : Evolution d'un bloc basculé en bordure du delta de Kealakomo, construit en 1972	234
Photo 55 : Blocs en avant de la falaise à l'est de Keekee formant une plate-forme disloquée	234
Photo 56 : Eboulement massif de la partie sommitale de la falaise, haute d'une vingtaine de mètres, entre Lae'apuki et Kamoamoa, survenu récemment (21 juillet 2003)	240
Photo 57 : Eboulement ancien en partie colonisé par la végétation au sud de la baie d'Ho'okena (Kona Sud) en septembre 2002.....	240
Photo 58 : Eroulement ou effondrement d'un pan rocheux à Ki'i le 16 septembre 2002.....	240
Photos 59 : Effondrement d'une encoche d'origine structurale à Kalapana, à l'ouest de la nouvelle plage de sable noir de Kalapana.....	243
Photos 60 : Evolution d'une falaise par effondrement à proximité d'Hākuma Point, dans une coulée datant de 1990	243
Photo 61 : Cavité profonde de 2 à 5 m formée lors de l'effondrement de la voûte d'un tube de lave ou d'une grotte marine sur la coulée de Heiheiahulu de 1750, à l'ouest de Waipuku Point (sud de Puna).....	243
Photo 62 : Détail d'un glissement récent dans la baie de Wailea (nord de Hilo)	245
Photo 63 : Large glissement ancien colonisé par la végétation et taillé en falaise au nord de Laupāhoehoe Point	245
Photo 64 : Voûte effondrée d'une grotte sur un promontoire à Punahaha	248
Photo 65 : Chenal et puits d'effondrement sur la plate-forme de Keāhole Point	248
Photo 66 : Arche dans un promontoire à l'est de Ka'ena Point (juillet 2003).....	248
Photo 67 : Série de caps avec grottes en cours de formation en bordure de la banquette de lave de Kupapa'u Est en septembre 2002, inactive depuis neuf mois	252
Photo 68 : Série d'arches littorales sur des promontoires de la banquette de Kamoamoa en septembre 2002, inactive depuis huit mois	252
Photo 69 : Grotte profonde étayée par des piliers à proximité de Ka'ena Point	252
Photo 70 : Délogement de blocs et dépavage au débouché d'un trou souffleur à Punahaha.....	254
Photo 71 : Arche parallèle au rivage et grand bassin d'effondrement à l'ouest de Kamā'ili	254
Photos 72 : Evolution d'une arche sur la coulée de Heiheiahulu entre avril 2001 et septembre 2002.....	254
Photo 73 : Récif en avant du cap de 'Āle'ale'a Point en baie de Hilo montrant le recul de la falaise.	259
Photo 74 : Gradins en cours de formation par le délogement de blocs sur la falaise du delta de Kealakomo construit en 1971.....	259
Photo 75 : Blocs plurimétriques en cours de délogement sur la plate-forme en tufs palagonitiques de Koko Kai Beach Park (Koko Head, O'ahu)	259
Photo 76 : Raccordement d'une plate-forme médiolittorale à la coulée de 1990 à Kalaehiamoe (juillet 2003)	268
Photo 77 : Plate-forme en cours de formation par recul d'arches et de grottes à l'est de Ka'ena Point taillées dans des coulées de quelques centaines d'années (avril 2001).....	268
Photo 78 : Plate-forme à rempart externe de Kalea (sud de Puna).....	268

Photo 79 : Méga-bloc de près de 10 m ³ isolé en bord de falaise à Lililoa (sud de Puna) en juin 2000, déposé sur une coulée de 1790, probablement lors d'un tsunami	297
Photo 80 : Trace d'abrasion récente sur la plate-forme de Kalea (sud de Puna) le 25 septembre 2002 par le déplacement d'un bloc lors d'une tempête récente	297
Photo 81 : Rainures sur la plate-forme de Kalea (sud de Puna).....	297
Photo 82 : Dépôts de tsunamis à proximité de Ka'ena Point en avril 2001	300
Photo 83 : Délogement de blocs sur la plate-forme sommitale ayant pu nourrir la nappe de débris de Ka'ena Point	300
Photo 84 : Cordon de blocs pluridécimétriques à plurimétriques large d'environ 5 m et haut de 4 m en arrière de la plate-forme de Kahinihini'ula (sud de Puna) en mai 2000	300
Photo 85 : Ecailles de desquamation dans une mare supralittorale asséchée à Ka'ena Point (pointe occidentale d'O'ahu).....	331
Photo 86 : Nids d'abeilles sur la falaise de Highcastle (sud de Puna).....	333
Photo 87 : Nids d'abeilles et taffonis le long d'une fracture d'un tumulus à Noio Point (Kona Nord) .	333
Photo 88 : Taffonis dans des tufs palagonitiques dont la forme dépend du pendage des couches à l'ouest de Kahauloa (O'ahu).....	333
Photo 89 : Lapiés dans une coulée pāhoehoe avec croûte formant un encorbellement à Punalu'u (Ka'ū)	340
Photo 90 : Plate-forme supralittorale fortement lapiazée à Hali'i Pa'akai (Ka'ū).....	340
Photo 91 : Site de mesure MEM dans une surface lissée par la corrosion littorale à Punalu'u (Ka'ū)	340
Photo 92 : Mares de corrosion à Ho'okena (Kona Sud).....	343
Photo 93 : Mare de corrosion sur une échine 'a'ā de la coulée de Heiheiāhulu émise en 1750 (sud de Puna).....	343
Photo 94 : Mares de corrosion polylobées et alignées le long d'une diaclase à Koko Kai Park (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)	343
Photo 95 : Cupules de corrosion et nids d'abeilles sur la plate-forme à rempart externe de la baie d'Hanauma (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)	347
Photo 96 : Vermiculations avec croûte résistante sur une plate-forme près de Kahauloa (cône de tufs de Koko Head, O'ahu).....	347
Photo 97 : Grande mare de corrosion à Koko Kai Park (cône de tufs de Koko Head, O'ahu)	347
Photo 98 : Plate-forme à « pseudo-vasques » au pied de Koko Crater (O'ahu).....	349
Photo 99 : Logettes d'oursins larges de 4 à 8 cm en baie de Hōlualoa (Kona Nord)	349
Photo 100 : Encoche basale de bioérosion dans les tufs palagonitiques de Koko Head à Kahauloa (O'ahu).....	349
Photo 101 : Ecaillage sur la coulée de 1990 du delta de Kaimū à proximité d'Hākuma Point, à 6 m de la falaise	355
Photo 102 : Mares de dépavage dans la baie de Keawaiki (golfe de Kawaihae).....	355
Photo 103 : Rampe d'abrasion sur la coulée de 'Āpua datant de 1973.....	355
Photo 104 : Marmite de géant formée au débouché d'un trou souffleur et mare pouvant devenir une marmite à Punahaha (sud de Puna)	359
Photo 105 : Petits puits d'abrasion au niveau de jointures de diaclases à l'ouest de Kalea (sud de Puna).....	359
Photo 106 : Marmites se prolongeant en cannelures dans les tufs palagonitiques de Diamond Head (O'ahu).....	359
Photo 107 : Grande mare polygénique formée par abrasion et dépavage à Ke'ei (Kona Sud).....	363
Photo 108 : Basalte tholéitique micro-vésiculeux de Lae'apuki (roche Aa)	379
Photo 109 : Croûte vitreuse du basalte tholéitique de Lae'apuki (roche Ab)	379
Photo 110 : Croûte vitreuse du basalte tholéitique de Kaimū (roche B)	379
Photo 111 : Basanite à néphélines de Wāwāmalu (roche C).....	379
Photo 112 : Basalte alcalin microlitique de la baie de Waiaka'ilio (roche D)	379
Photo 113 : Tufs palagonitiques de Koko Crater (roche E).....	379
Photo 114 : Mare sursalée supralittorale étudiée à Kawaihae.....	383
Photo 115 : Etagement des formes par l'abrasion d'anciens lapiés au sud du ravin de Honokoa (Kawaihae)	392
Photo 116 : Plate-forme à rempart externe à l'est de la baie d'Hanauma (O'ahu)	410
Photo 117 : Marge interne d'un rempart attaqué par l'alvéolisation à l'est de la baie d'Hanauma (O'ahu).....	410
Photo 118 : Aplanissement de la plate-forme à Kahauloa (O'ahu) par désagrégation au niveau des mares.....	410
Photo 119 : Grotte de Kahauloa en arrière d'une plate-forme à rempart externe (Oahu)	416

Photo 120 : Grand bassin inter-échines dans la coulée 'a'ā de Kapoho	431
Photo 121 : Tube de lave évidé et fracturé sur la plate-forme de Makapu'u Beach Park (côte au vent d'O'ahu).....	431
Photo 122 : Cellule de basalte exfoliée dont les écailles ont été détruite récemment par l'abrasion sur l'estran d'Alāla Point (côte au vent d'O'ahu)	435
Photo 123 : Cellules de basalte à « couche » épidermique résistante en cours de destruction dans le domaine supralittoral inférieur de la plate-forme d'Alāla Point (côte au vent d'O'ahu).....	435
Photo 124 : Micro-cellules, parfois excavées par corrosion, avec filonnets en saillie dans le domaine supralittoral inférieur de la plate-forme d'Alāla Point (côte au vent d'O'ahu).....	435
Photo 125 : Coussin de lave avec centre évidé au sud de Puakō (golfe de Kawaihae).....	437
Photo 126 : Coussin de lave avec cœur bombé à Ka'auau Point (golfe de Kawaihae)	437
Photo 127 : Coussin de lave de basalte à phénocristaux d'olivine avec cœur déprimé probablement par corrosion différentielle au sud de Puakō (golfe de Kawaihae).....	437
Photo 128 : Argile le long d'une micro-fissure sur la croûte d'un basalte tholéiitique (échantillon B6 en fin d'expérimentation).....	441
Photo 129 : Altération préférentielle autour des vacuoles et le long de micro-fissures sur la croûte de la coulée de Ka'ena Point datant de 1972	441
Photo 130 : Bloc de basalte de faciès gris s'érodant en plaques de desquamation à Noio Point (Kona Nord).....	441
Photo 131 : Bloc de basalte de faciès noir fortement taffonisé (stades 4 et 5) à Kalihi Point (Kona Nord).....	441
Photos 132 : Lames minces d'un taffoni de Ka'ena Point.....	447
Photos 133 : Lames minces d'un lapié de Punalu'u	447
Photos 134 : Les différentes unités dans le basalte de la falaise d'Hākuma Point.....	447
Photos 135 : Comparaison entre le basalte alcalin de la baie de Waiaka'ilio (roche D) avant et après l'expérimentation	458
Photo 136 : Altération d'un minéral d'olivine en iddingsite sur son pourtour et dans les micro-fractures du cristal dans la basanite de Wāwāmalu (roche C).....	458
Photo 137 : Altérites à faciès "pain d'épice" prélevée en baie de Kēōkea (Kohala)	458

Table des matières

Avant-propos	5
Sommaire	7
Introduction générale.....	8
Le thème de recherche	8
a) L'origine du projet de thèse	8
b) L'intérêt du sujet.....	9
c) La problématique de l'étude.....	9
d) Les moyens mis en oeuvre.....	10
Le cadre géographique de l'étude.....	11
a) L'archipel d'Hawaï dans son contexte structural	11
b) L'archipel d'Hawaï dans son contexte océanique	20
c) La Grande Île d'Hawaï dans l'archipel	25
Plan de l'étude.....	32
PREMIÈRE PARTIE : L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DES DELTAS DE LAVE.....	34
Introduction de partie.....	35
CHAPITRE I – GENÈSE ET DESTRUCTION DES DELTAS DE LAVE ACTIFS.....	37
Introduction.....	38
A. Les réactions hydromagmatiques	38
1. Généralités sur l'hydromagmatisme.....	39
a) Quelques définitions	39
b) L'apport des expérimentations.....	40
2. Les mécanismes d'expansion et de fragmentation en milieu littoral.....	41
a) La fragmentation du matériel lavique.....	41
b) La phase explosive	41
c) Les paramètres influençant l'explosivité des réactions hydromagmatiques.....	42
3. Les produits de l'activité hydromagmatique.....	44
a) Les débris pyroclastiques	44
b) La colonne de vapeur	45
B. La construction des deltas de lave	46
1. L'arrivée de la coulée à la côte	48
a) Le recouvrement de la falaise.....	48
b) La formation d'un « pied de lave »	52
2. L'extension de la partie sous-marine du delta de lave.....	54
a) Le développement du cône de débris.....	54
b) Généralités sur les coulées de lave sous-marines	55
c) Les laves en coussins	57
d) Les coulées de lave lobées	57
e) Les chenaux de lave sous-marins	58
3. L'extension de la partie subaérienne du delta de lave.....	58
a) La morphologie des coulées de lave sur le delta	59
b) La progradation du delta de lave	59
c) Modalités d'entrée de la lave dans l'océan	61
d) Les changements provoqués sur l'eau de mer.....	63
e) L'action des vagues sur le front du delta en progradation.....	64
4. Le cas des deltas de lave 'a'ā	64
C. La destruction rapide des deltas de lave actifs	66
1. L'effondrement des deltas de lave	67
a) La lente subsidence des deltas de lave.....	67
b) Les mouvements de masse sous-marins	68
c) L'effondrement partiel ou total en surface	69
d) Le rôle de la bathymétrie dans le déclenchement des effondrements et l'extension des deltas de lave.....	72
2. Etude sur les effondrements entre 1992 et 1994 dans le secteur de Lae'apuki-Kamoamoa.....	73
a) Les données retenues	73
b) Relations entre les effondrements et la sismicité	75
c) Relations entre les effondrements et les conditions météo-marines	77
3. Les explosions hydromagmatiques paroxysmales	78

a) Les explosions en milieu ouvert.....	79
1 - Les jets de tephras	79
2 - Les explosions de débris lithiques	79
b) Les explosions en milieu confiné	80
1 - L'éclatement de bulles de lave	80
2 - Les fontaines de lave littorales	82
c) La formation des cônes littoraux	82
D. Les risques naturels sur les littoraux volcaniques actifs.....	84
1. Le risque de destruction des littoraux urbanisés.....	85
a) Vulnérabilité et aléas sur l'île d'Hawaï.....	85
b) Les destructions passées	85
c) Les risques sur les différents secteurs de côte.....	87
d) La gestion du risque de submersion par les coulées de lave.....	89
2. Les risques sur les deltas de lave actifs	90
a) Les aléas sur le littoral	90
b) La fréquentation des deltas de lave actifs	91
c) Les accidents lors des éruptions du Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha	92
d) La prévention des risques sur les deltas de lave actifs	92
Conclusion de chapitre.....	95
CHAPITRE II – RECHERCHES SUR LES DELTAS DE LAVE INACTIFS DU PU'U 'Ō'Ō-KŪPAIANAHA	98
Introduction.....	99
A. Les vitesses de recul des deltas de lave	99
1. Méthodologie de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea.....	100
a) Les mesures au G.P.S. sur le terrain.....	100
b) Limites de l'utilisation du G.P.S.	101
c) Le calcul des vitesses de recul des deltas de lave	101
d) La question de l'âge des deltas de lave.....	102
2. Résultats de l'étude du recul des deltas de lave du Kīlauea	105
a) Des résultats contrastés	105
b) L'évolution de la vitesse de recul des deltas de lave.....	106
c) L'influence des effondrements locaux.....	108
d) L'intervention de la bathymétrie d'avant-côte	110
e) Quantification des volumes érodés.....	112
B. Méthodologie de l'étude des profils topographiques	113
1. Le choix des profils topographiques	113
2. La technique utilisée	116
3. Le calcul des mouvements verticaux et horizontaux	117
a) Les étapes pour le calcul des mouvements	117
b) Le choix du point de calage pour les profils de Wīlīpe'a Est.....	118
c) Le choix du point de calage et l'estimation de la précision pour les profils de Highcastle	118
4. La précision des résultats	119
a) Le calcul de la marge d'erreur pour les mouvements verticaux	119
b) Le calcul de la marge d'erreur pour les mouvements horizontaux.....	120
C. Résultats de l'étude des profils topographiques.....	121
1. Les mouvements verticaux	121
a) Graphiques	121
b) Description des résultats	125
c) Tableaux récapitulatifs	126
2. Les mouvements horizontaux	126
a) Graphiques	126
b) Des résultats peu probants dans la partie proximale et médiane des deltas de lave	126
c) L'élongation de la partie distale des deltas de lave	132
Conclusion de chapitre.....	135
CHAPITRE III – DISCUSSION SUR LE FONCTIONNEMENT DES DELTAS DE LAVE RÉCEMMENT INACTIFS.....	137
Introduction.....	138
A. La relative stabilité des deltas dans leur ensemble	138
1. Un léger tassement des banquettes	139

2. Discussion sur la possibilité de petits glissements	139
a) Les indices	139
b) Les facteurs explicatifs.....	140
3. Vers une stabilisation des deltas ?	143
B. La marge externe, zone active du delta de lave	144
1. L'ouverture de fractures de distension en surface	144
a) Morphométrie des fractures	144
b) L'origine des fractures	146
c) L'écartement des fractures	147
d) L'affaissement et la rotation des pans rocheux	147
2. Les mouvements de masse sur le talus hyaloclastique.....	149
a) Caractérisation des mouvements	149
b) Les glissements par translation horizontale	151
c) Les extensions latérales de roche	151
d) Les glissements rotationnels	152
e) Les écoulements sous-marins	154
3. Les basculements de pans de falaise	156
a) L'épisode observé à Kupapa'u Est	156
b) Le processus.....	159
c) Une évolution rythmée par l'ouverture de nouvelles fractures	160
4. La notion de risque sur les deltas de lave récemment éteints.....	161
a) Une faible vulnérabilité.....	161
b) Les aléas.....	162
c) Les mesures de gestion	163
C. L'intervention des dynamiques marines	165
1. Les processus	165
a) L'efficacité des processus.....	165
b) Un rôle croissant de l'attaque marine malgré une efficacité déclinante	167
c) Le rôle de la bathymétrie de l'avant-côte	169
d) L'érosion des cônes littoraux de tufs	170
2. Régularisation ou irrégularisation du trait de côte ?	171
a) L'irrégularisation du trait de côte.....	171
b) La régularisation du trait de côte	173
3. L'impact des houles	174
a) Les épisodes de forte houle à la côte	174
b) La houle au large	176
Conclusion de chapitre.....	178
Conclusion de partie.....	180
DEUXIÈME PARTIE : L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DES FALAISES ET PLATES-FORMES LITTORALES	183
Introduction de partie.....	184
CHAPITRE I – LA DIVERSITÉ DES CÔTES ROCHEUSES DE L'ÎLE D'HAWAÏ : TYPOLOGIE ET ORIGINE	185
Introduction.....	186
A. Les caractéristiques morphologiques des rivages de l'île d'Hawaï	186
1. La spécificité de l'île d'Hawaï par rapport aux autres îles de l'archipel	187
2. Le tracé d'ensemble du littoral	187
3. Les côtes d'accumulation.....	189
a) Les grèves de galets.....	190
b) Les récifs coralliens	190
c) Les plages de sable	190
4. Les côtes rocheuses	192
a) Les côtes rocheuses basses	192
b) Les côtes à falaises des plaines côtières	193
c) Les côtes à falaises des secteurs pentus	193
d) Les côtes à falaises d'origine structurale.....	194
e) Les côtes à falaises de hauteur modérée.....	194
f) Les côtes à grandes falaises et mégafalaises.....	196
g) Les côtes à falaises taillées dans un matériel altéré	198
h) Les côtes à falaises taillées dans un matériel anciennement altéré	198

B. Les paramètres influant sur la morphologie des littoraux volcaniques.....	200
1. La durée d'évolution.....	200
a) La hauteur des falaises.....	200
b) La forme générale de l'île.....	201
c) La régularisation longitudinale progressive sur les volcans les plus récents.....	202
d) L'évolution longitudinale des volcans anciens : de la régularisation à l'irrégularisation.....	202
2. La topographie.....	204
a) La topographie en arrière du trait de côte.....	204
b) La topographie de l'avant-côte.....	204
3. Les conditions météo-marines.....	205
a) Les conditions climatiques.....	205
b) Les conditions de houle.....	206
4. Les variations du niveau de la mer.....	207
a) Les variations eustatiques.....	207
b) La volcano-isostasie.....	208
c) Les variations du niveau relatif de la mer à O'ahu.....	209
d) Les variations du niveau relatif de la mer à Hawaï.....	212
e) Questionnement sur la possibilité d'un haut niveau marin durant l'Optimum Climatique sur l'île d'Hawaï.....	213
f) Ré-interprétation des dépôts et banquettes situés au nord d'Hawaï autrefois attribués à un haut niveau marin.....	214
5. Le type de coulée de lave.....	215
a) La morphologie de la coulée.....	215
b) La lithologie.....	217
c) La structure de la roche.....	218
Conclusion de chapitre.....	220
CHAPITRE II – LA MORPHODYNAMIQUE DES FALAISES VOLCANIQUES.....	223
Introduction.....	224
A. Les processus gravitaires sur les falaises.....	225
1. Les mécanismes déclencheurs.....	226
a) Les infiltrations d'eau et la météorisation.....	226
b) L'appel au vide et la décompression.....	226
c) L'attaque des vagues.....	227
2. Les dépôts au pied des falaises : morphologie et interprétations.....	232
a) La morphologie des masses éboulées.....	232
b) Une évolution différenciée des masses éboulées selon l'âge de la falaise.....	233
c) Le faible effet protecteur de la masse éboulée au pied de la falaise.....	235
d) La présence d'algues encroûtantes, non synonyme d'ancienneté du dépôt.....	235
e) Le cas des blocs formant une banquette en avant de la falaise.....	236
f) Implications de la hauteur de la falaise sur la quantité de blocs.....	236
3. Différenciation des processus gravitaires sur les falaises volcaniques.....	237
a) Les chutes de pierres et de blocs.....	238
b) Les éboulements.....	239
c) Les écroulements.....	241
d) Les effondrements.....	242
e) Les basculements.....	244
f) Les glissements sur les grandes falaises pléistocènes.....	244
B. L'évolution par genèse et destruction des grottes et arches littorales.....	246
1. Une forme élémentaire : la grotte marine.....	246
a) La genèse des grottes marines.....	247
b) L'intervention de la structure dans la genèse des grottes marines.....	247
c) L'ennoiement des grottes marines.....	249
2. La genèse des arches littorales.....	249
a) Les arches formées par recoupement de grottes sur un promontoire.....	249
b) La formation de caps avec arches par approfondissement de grottes.....	251
c) Les grottes à arcades.....	251
d) Les trous souffleurs.....	253
e) Les puits en arrière du trait de côte.....	255
3. La destruction des arches littorales et l'individualisation de pinacles rocheux.....	257
a) La destruction des arches littorales.....	257

b) La genèse de pinacles rocheux	257
c) La destruction des pinacles rocheux.....	258
C. La destruction en gradins des falaises	260
1. Les plates-formes en escalier	261
a) Les processus de dépaillage et de délogement de blocs	261
b) Les gradins	262
2. Les sillons à amphithéâtre distal.....	264
D. La genèse des plates-formes d'érosion marine	264
1. Les différents types de plate-forme d'érosion marine à Hawaï.....	265
a) Les trois grands types de plate-forme d'érosion marine.....	265
b) Les banquettes de haute mer des littoraux récents.....	266
1 - La morphologie des banquettes	266
2 - Une position haute liée aux tempêtes	266
3 - Discussion sur la durée nécessaire pour la genèse d'une banquette d'érosion	267
c) Les gradins de tempête	269
d) Les plates-formes intertidales.....	269
e) Les plates-formes infralittorales.....	270
f) L'absence de plate-forme d'érosion marine	270
2. Les facteurs contrôlant la hauteur des plates-formes d'érosion marine à Hawaï.....	270
a) L'élévation du niveau marin	271
b) L'intervention de la structure de la roche.....	271
c) L'exposition aux houles.....	272
3. L'évolution des plates-formes en milieu littoral	273
a) L'évolution de la banquette de la baie de Kanakaloloa	273
b) Le cas des plates-formes à rempart externe	274
Conclusion de chapitre.....	278
CHAPITRE III – UN RYTHME D'ÉVOLUTION DISCONTINU	282
Introduction.....	283
A. Les événements morphogènes	283
1. Les séismes	283
a) L'activité sismique sur l'île d'Hawaï et son origine	284
b) Le séisme de Ka'ū de 1868 et ses conséquences morphologiques	286
c) Le séisme de Kalapana de 1975 et ses conséquences morphologiques.....	287
d) Le secteur déprimé de l'extrémité orientale de Puna	289
2. Les tsunamis	292
a) Les trois types de tsunami	292
b) La hauteur des vagues de tsunamis à Hawaï	294
c) L'impact morphologique des tsunamis.....	295
d) Les blocs de tsunami du secteur de Ka'ena Point.....	299
3. Les événements climatiques exceptionnels.....	301
a) La hauteur des vagues et la récurrence des épisodes tempétueux.....	301
b) L'impact morphologique des événements climatiques exceptionnels.....	301
B. Les ruptures dans l'évolution des littoraux volcaniques	303
1. Les mouvements de terrain géants.....	303
a) Les dépôts	304
b) Le mode de transport : glissements rotationnels et avalanches de débris.....	304
c) L'origine de la déstabilisation	306
d) Les conséquences morphologiques sur le littoral.....	306
2. Les méga-tsunamis	308
C. Tentative d'évaluation des rythmes de recul des falaises basaltiques.....	309
1. Les techniques utilisées	309
a) Les différentes techniques possibles.....	309
b) La comparaison de cartes topographiques	310
c) L'utilisation de photographies	311
d) Les indices morphologiques sur le terrain	312
e) L'utilisation des cartes bathymétriques.....	312
2. L'interprétation des résultats	313
a) Le rythme de recul à moyen terme des falaises volcaniques.....	313
b) Le rythme de recul à long terme des falaises volcaniques.....	316
c) Synthèse sur les différents rythmes.....	317

Conclusion de chapitre.....	318
Conclusion de partie.....	321
TROISIÈME PARTIE : LA GENÈSE DES FORMES DE DÉTAIL SUR LES LITTORAUX VOLCANIQUES	325
Introduction de partie.....	326
CHAPITRE I – LES FORMES DE DETAIL : CLASSIFICATION ET ORIGINE.....	327
Introduction.....	328
A. Les formes de corrosion littorale.....	328
1. La météorisation des roches volcaniques.....	329
a) Les processus chimiques	329
1 – L’hydrolyse	329
2 – L’oxydo-réduction.....	329
3 – La dissolution	330
4 – Les cortex d’altération.....	330
b) Les processus mécaniques de la météorisation.....	330
1 – L’hydroclastie et la thermoclastie.....	330
2 – L’haloclastie	331
2. Les formes d’alvéolisation	332
a) Les taffonis et nids d’abeilles	332
1 – Distinction entre les taffonis et les nids d’abeilles	332
2 – Les interrogations sur les processus à l’origine des formes cavernesuses	334
3 – Morphologie des taffonis et nids d’abeilles à Hawaï.....	335
4 – Les différents stades d’évolution des formes d’alvéolisation.....	337
b) Les lapiés littoraux	338
1 – Les lapiés et les « pseudo-lapiés »	338
2 – Les lapiés sur les littoraux d’Hawaï	339
3. Les mares de corrosion.....	342
a) Les mares à Hawaï et ailleurs	342
b) Le mode de genèse des mares de corrosion	345
c) La diversité des mares de corrosion sur les tufs palagonitiques	346
d) Les vasques littorales	348
4. Les formes d’origine biologique	350
a) Les logettes d’oursins	350
b) Les autres perforations	351
c) Les microformes des organismes brouteurs.....	352
d) Les microformes de bio-corrosion et de bio-destruction.....	353
B. Les formes d’érosion mécanique.....	353
1. Les formes de délogement.....	353
a) Les retouches par desquamation	354
b) Les mares de dépavage	354
2. Les formes d’abrasion.....	356
a) Les marmites de géant et puits d’abrasion	356
b) Les cannelures.....	362
3. Les formes polygéniques	362
a) Les chenaux.....	363
b) Les mares polygéniques	364
Conclusion de chapitre.....	365
CHAPITRE II – LE RÔLE DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES DANS L’EFFICACITÉ DES PROCESSUS.....	368
Introduction.....	369
A. La méthodologie adoptée	369
1. Les mesures au <i>micro-erosion meter</i>	369
a) L’instrument	369
b) La méthodologie adoptée	370
c) Les limites de la méthode	373
2. Les mesures de dureté de la roche	376
3. L’expérimentation sur la corrosion littorale	377
a) Les échantillons utilisés	378
b) Les différents protocoles.....	378
c) Les limites de la méthode	381

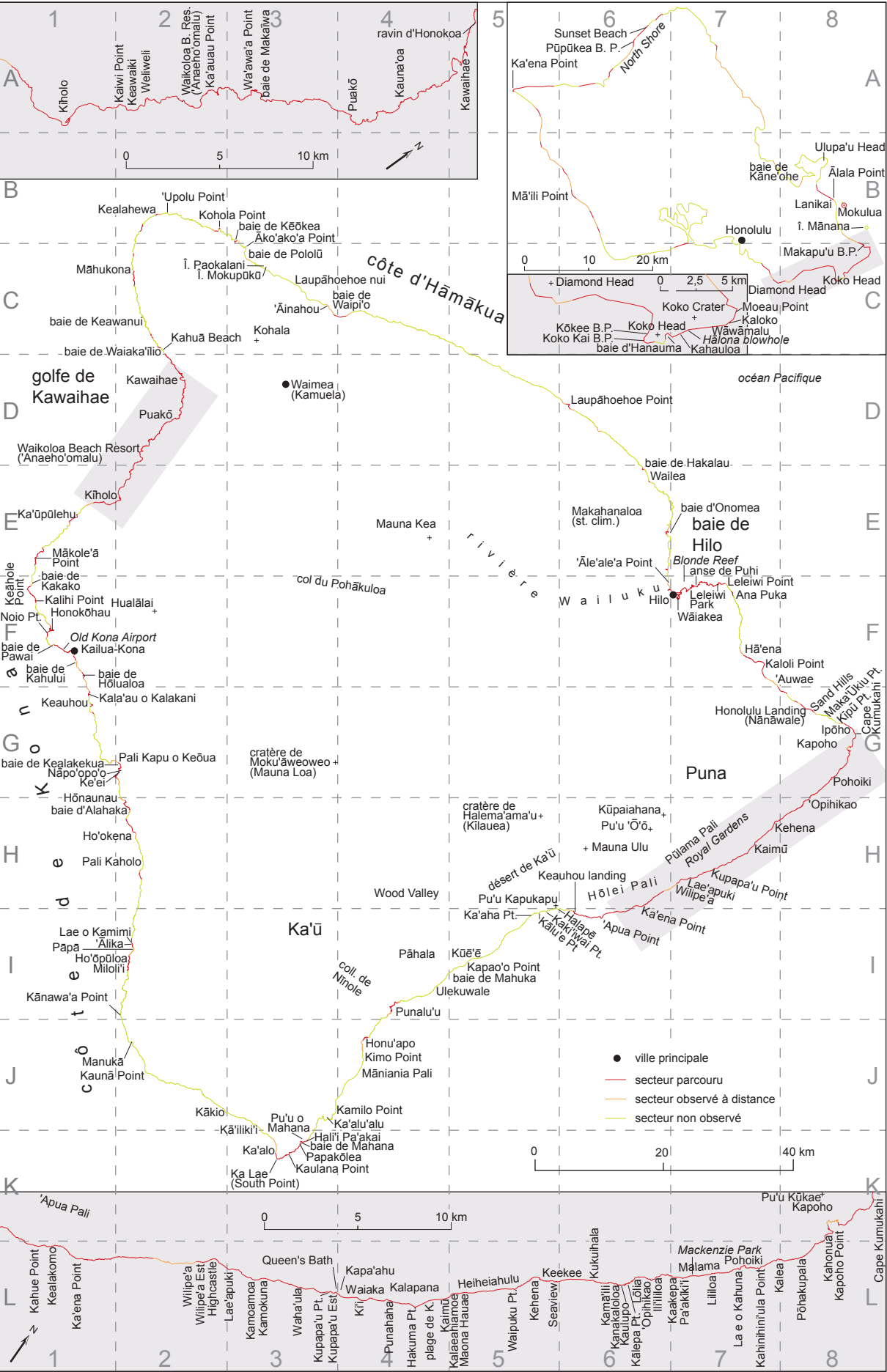
4. Les mesures de pH et de température	382
5. Les mesures morphométriques de taffonis sur les dépôts de tempête	382
B. La vitesse de façonnement des formes de détail	384
1. La vitesse de formation des formes d'alvéolisation	384
a) Estimation à partir des mesures morphométriques	384
b) Estimation à partir des mesures de micro-érosion	386
c) Comparaison avec d'autres sites dans le monde et d'autres types de roche	386
2. La vitesse de formation des mares de corrosion	387
3. La vitesse de formation des formes de bioérosion	388
4. La vitesse de l'abrasion.....	388
C. La durée d'émersion	389
1. L'étage infralittoral.....	389
a) Les processus en jeu.....	389
b) Résultat de l'expérimentation sur les échantillons en immersion continue	390
2. L'étage médiolittoral	390
a) Apports des mesures de pH et de température sur les processus d'altération chimique dans l'environnement médiolittoral des mares	391
1 – Les conditions environnementales contrastées des mares selon leur position longitudinale.....	391
2 – Evolution de la mare sur-salée supralittorale.....	393
3 – Evolution de la mare alimentée par les paquets de mer	394
4 – Résultats des mesures réalisées dans l'eau distillée lors de l'expérimentation.....	396
5 – Résultats des mesures réalisées dans l'eau de mer lors de l'expérimentation.....	396
6 – Synthèse sur les variations du pH et leur implication dans les processus chimiques	399
b) Résultats de l'expérimentation sur les échantillons soumis à des alternances d'humectation et de dessiccation.....	400
1 – Le contrôle de la météorisation par le temps d'émersion	400
2 – L'intervention de l'hydroclastie.....	400
3 – L'ascension capillaire.....	402
c) Interprétation sur les processus de corrosion littorale de l'étage médiolittoral sur les roches volcaniques	403
3. L'étage supralittoral.....	404
a) Résultats de l'expérimentation sur les échantillons soumis à des aspersions	404
b) L'évolution des mesures de l'expérimentation au cours du temps : implication sur les modalités d'action de l'haloclastie	404
c) Des mesures sur le terrain dépendant moins nettement du temps d'émersion	407
d) Interprétation sur les processus de corrosion littorale de l'étage supralittoral sur les roches volcaniques	407
4. La genèse de plates-formes de corrosion différentielle	409
a) Les plates-formes volcaniques à rempart externe dans le monde.....	409
b) La morphologie de détail des plates-formes volcaniques à rempart externe	412
c) Les processus à l'origine des plates-formes à rempart externe	412
d) Les plates-formes de corrosion différentielle peu marquées sur les basaltes hawaïens.....	413
e) Des mesures sur le terrain peu explicites.....	414
f) Ré-interprétation des plates-formes à rempart externe dans les tufs palagonitiques d'O'ahu.....	415
1 – Un niveau d'origine eustatique	415
2 – L'abaissement de la surface	417
3 – Des phases de nivellement.....	418
D. Les conditions climatiques et d'exposition aux houles	420
1. L'exposition aux vagues et aux embruns.....	420
a) Influence sur les formes d'érosion mécanique	420
b) Influence sur les formes de corrosion littorale	421
2. La température de l'air et de l'eau	421
a) Son efficacité sur différents processus	421
b) L'apport des expérimentations.....	422
3. Les précipitations	422
a) Une opposition de façades	422
b) Le résultat des mesures sur le terrain	423

c) Les précipitations, favorables à l'altération ?	425
Conclusion de chapitre	426
CHAPITRE III – L'INFLUENCE DÉTERMINANTE DE LA PÉTROGRAPHIE DANS LA GENÈSE DES FORMES DE DÉTAIL	428
Introduction	429
A. La structure de la roche	429
1. Les formes structurales	429
a) Les flaques et mares structurales	430
b) Le cas des mares inter-échines des coulées 'a'ā	430
c) Les formes de refroidissement	430
2. L'exploitation de la structure interne de la roche	431
a) Les lignes de faiblesse	432
b) Les structures cellulaires	432
1 – Les études précédentes	432
2 – Nouvelles observations dans l'archipel d'Hawaï	434
3 – La météorisation sphéroïdale	438
4 – Tentative d'explication de l'exploitation des structures cellulaires	439
B. La texture de la roche	440
1. La météorisation préférentielle des discontinuités	440
a) Le rôle des discontinuités dans l'altération chimique	440
b) Le rôle de la porosité dans les processus mécaniques de la météorisation	442
2. La résistance des textures microlitiques et vitreuses	443
a) Les apports de l'expérimentation	443
b) Les résultats des mesures morphométriques sur les blocs de tempête	443
c) Deux types de lave à corrélérer avec la position au sein de la coulée	444
d) Des différences texturales locales générant des contrastes de météorisation	446
e) La formation d'une croûte par remontée capillaire	448
f) Mise en évidence des contrastes de résistance par les mesures au <i>Schmidt Hammer</i>	449
g) Interprétations sur la genèse des formes d'alvéolisation	450
h) L'origine de la dépression primaire	451
C. La lithologie et la minéralogie	452
1. Le type de roche	452
a) Les formes d'érosion différentielle	453
b) Les différences de résistance du matériel	454
2. L'altération des minéraux	456
a) L'échelle d'altérabilité des minéraux	456
b) Quelques remarques sur la météorisation de l'olivine	457
c) Les autres minéraux vulnérables	459
d) Les minéraux résistants	459
Conclusion de chapitre	460
Conclusion de partie	462
Conclusion générale	465
Bibliographie	473
Table des figures	493
Table des photographies	497
Table des matières	501
Annexes	509
Appendice (English Abstract)	i

Annexe I : Cartes des toponymes cités dans le texte

'Āinahou (plate-forme)	C3	Ka'ūpūlehu	E1	Keawanui (baie de-)	C2	Nānāwale	G8
'Āle'ale'a Point	F6	Kaakepa	L6-7	Keekee (coulée)	L5-6	Napo'opo'o	G2
'Ālika (baie de-)	L2	<i>Kahauloa</i>	C7	Kehena	L5	Nīnole (collines de-)	I3-4
'Anaeho'omalua	A2	Kahinihini'ula Point	L7	Kēōkea (baie de-)	B3	Noio Point	F1
'Āpua Point	I6	Kaholo (Pali)	H2	Kī'i	L4	<i>North Shore</i>	A6
'Āpua Pali	K1	Kahonua	K8	Kīhōlo	A1	Old Kona Airport	F1
'Auwae	F7	Kahuā Beach	C2	Kīlauea (sommets)	H5	Onomea (baie d'-)	E6-7
'Opihikao	L6	Kahue Point	L1	Kimo Point	J4	Pa'akīkī	L7
'Upolu Point	B2	Kahului (baie de-)	F1	Kipu Point	G8	Pāhala	I4
Āko'ako'a Point	C3	Kailua-Kona	F1	Kohala (sommets)	C3	Pali Kaholo	H2
Alahaka (baie de-)	H2	Kaimū	L4-5	<i>Kōkee Beach Park</i>	C6	Pali Kapu o Keōua	G1-2
<i>Ālāla Point</i>	B8	Kaiwi Point	A2	<i>Koko Crater</i>	C7	Pāpā	I2
Ana Puka	F7	Kakako (baie de-)	F1	<i>Koko Head</i>	C6	Papakōlea	K3
Blonde Reef	F7	Kaki'iwai Point	I5	<i>Koko Kai Beach Park</i>	C6	Pawai (baie de-)	F1
Cape Kumukahi	K8	Kāhio	J2	Kūē'ē	I5	Poakalani (îlot)	C3
<i>Diamond Head</i>	C5-6	Kala'au o Kalakani	H2	Kukuihala (coulée)	L6	Pohākuloa (col du-)	F3-4
Hā'ena	F7	Kalaeahiamoe	L5	Kumukahi (Cape)	K8	Pōhakupala	L8
Hakalau (baie de-)	E6	Kalapana	L4	Kūpaiahana	H6	Pohoihi	L7
Hākuma Point	L4	Kalapana (plage)	L4	Kupapa'u Est	L3-4	Pololū (baie de-)	C3
Halapē	H-I5	Kalea	L7-8	Kupapa'u Point	L3	Pu'u 'Ō'ō	H6
Halema'ama'u (crat.)	H5	Kālepa Point	L6	Lae o Kahuna	L7	Pu'u Kapukapu	H5
Hali'i Pa'akai	K3	Kalihi Point	F1	Lae o Kamimi	L2	Pu'u Kūkae	K8
<i>Hālonā blowhole</i>	C6-7	<i>Kaloko</i>	C7	Lae'apuki	L2-3	Pu'u o Mahana	K3
Hāmākua (côte)	C3-D5	Kaloli Point	F7	<i>Lanikai</i>	B8	Puakō	A4
<i>Hanauma (baie d'-)</i>	C8	Kālu'e Point	I5	Laupāhoehoe nui	C3	Puhi (anse de-)	F7
Heiheiāhulu (coulée)	L5	Kamā'ili	L6	Laupāhoehoe Point	D6	Pūlama Pali	H6-7
Highcastle	L2	Kamilo Point	J3	Leleiwi Point	F7	Punahaha	L4
Hīlea	I4	Kamoamoā	L3	Leleiwi Park	F7	Punalu'u	I4
Hilo	F6-7	Kamokuna	L3	Lili'ila	L7	<i>Pūpūkea Beach Park</i>	A6
Ho'okena	G1	Kamuela	D3	Lōlia	L6	Queen's Bath	L3
Ho'ōpūloa	I2	Kanakaloloa	L6	Mā'ili Point	B6	Royal Gardens	H7
Hōlei Pali	H6	Kānawa'a Point	I2	Mackenzie Park	L7	Sand Hills	G8
Hōlualoa	F1	<i>Kāneo'ohe (baie de-)</i>	B8	Maha'na (baie de-)	K3	Seaview	L5
Hōnaunau	G-H2	Kapa'ahu	L4	Mahuka (baie de-)	I5	South Point	K3
Honokoa (ravin)	A5	Kapāo'o Point	I5	Māhukona	C2	<i>Sunset Beach</i>	A6
Honokōhau	F1	Kapoho	K8	Maka'ūkiu Point	G8	<i>Ulupa'u Head</i>	B8
Honolulu Landing	G8	Kapoho Point	L8	Makahānaloa (st. clim.)	E6	Wa'awa'a Point	A3
<i>Honolulu</i>	B7	Kapu o Keōua (Pali)	G1-2	Maka'iwa (baie de-)	A3	Waha'ula	L3
Honomū	E6	Kauhola Point	B2	<i>Makapu'u Beach Park</i>	C8	Waiaka	L4
Honu'apo	J4	Kaulana Point	K3	Mākolē'a Point	E1	Waiaka'īlio (baie de-)	C2
Hualālai (sommets)	F2	Kaulupo	L6	Malama (coulée)	L7	Waiākea	F7
Ili'i'ililoa	L6	Kaunā Point	J2	<i>Mānana (île)</i>	B8	Waikoloa Beach Resort	A2
Ipōho	G8	Kauna'oa	A4	Māniania Pali	J4	Wailea	E6
Ka Lae	K3	Kawaihae	A5	Manukā	J2	Wailuku (rivière)	E5-F6
Ka'aha Point	I5	Ke'e'i	G2	Maona Hauae	L5	Waimea	D3
Ka'alo	K3	Keāhole Point	F1	Mauna Kea (sommets)	E4	Waipi'o (baie de-)	C3-4
Ka'alu'alu	J3	Kealahewa	B2	Mauna Loa (sommets)	G3	Waipuku Point	L5
Ka'auau Point	A2	Kealakekua (baie de)	G1-2	Mauna Ulu	H6	Wāwāmalu	C7
Ka'ena Point (Hawa'i)	L1	Kealakomo	L1	Miloli'i	I2	Wilipe'a	L2
<i>Ka'ena Point (O'ahu)</i>	A5	Keauhou	H2	<i>Moeau Point</i>	C7	Wilipe'a Est	L2
Kā'iliki'i	J3	Keauhou Landing	I6	Moku'āweoweo (crat.)	G3	Wood Valley	H4
Ka'oiki (faille de-)	H5	Keauhou	G1	<i>Mokulua</i>	B8		
Ka'ū (désert de-)	H5	Keawaiki	A2	Mokupūkū (îlot)	C3		

Les toponymes de l'île d'O'ahu sont en italique.



Annexe II : Notes sur la terminologie adoptée, l'alphabet hawaïen et sa prononciation

Dans ce mémoire, les termes géomorphologiques tirés du vocabulaire hawaïen ont été transcrits en hawaïen (pāhoehoe, 'a'ā, et kīpuka). Nous avons procédé de la même façon pour les toponymes, en ayant à l'esprit que tout nom de lieu à Hawaï a une signification précise. Ainsi, de nombreux termes empruntés au vocabulaire géographique ou de description se retrouvent dans la toponymie :

wai = eau

kai, mona = mer

lae = cap, pointe

pu'u = mont, colline

mauna = montagne

poho = dépression

iki = petit

nui = grand

ka = haute

loa = longue

Seul le toponyme Hawaï a été utilisé avec son orthographe française, car il est le seul d'utilisation courante dans notre langue.

Pour les sites où un terme anglophone était associé, nous avons préféré le conserver plutôt que de le franciser, comme pour Kupapa'u Point, Cape Kumukahi ou Waikoloa Beach Resort. Nous avons, par contre, traduit le terme en français lorsqu'il n'était pas combiné à un site précis mais à un toponyme couvrant un large territoire, marin ou terrestre (île Necker pour *Necker Island*, atoll de Midway pour *Midway Atoll*, banc récifal *French Frigate* pour *French Frigate Shoals*, baie de Hilo pour *Hilo Bay* ou district de Kona Sud pour *South Kona District*).

L'alphabet hawaïen comporte sept consonnes et cinq voyelles se prononçant comme en français, à l'exception du e et du u qui se prononcent respectivement [e] comme dans le mot « été » et [u] comme dans « houle », le w se prononçant [v] ou [w]. Les diphtongues [ae], [ai], [ao], [au] se prononcent comme le mot « ail », [iu] comme dans « bille », [eu] et [ei] comme dans « paye », [oe], [oi] et [ou] comme dans « monoï » et [ui] comme dans « bouille ».

Par ailleurs, deux signes orthographiques particuliers sont utilisés dans l'alphabet hawaïen. Le kahakō est un macron (tiret) qui sert à accentuer les voyelles (voyelles longues). La 'okina est une apostrophe inversée servant à faire une pause dans le mot (« coup de glotte »).

Annexe III : Etendue et volume des éruptions historiques de l'île d'Hawaï

Date	Volcan	Durée (en j.)	Superficie (en km²)	Volume (milliers m³)	Date	Volcan	Durée (en j.)	Superficie (en km²)	Volume (milliers m³)
1750?	Kilauea	inc.	4,07	14 909	19juil. 1924	Kilauea	11	0,05	245
1790?	Kilauea	inc.	7,87	28 801	10avril 1926	Mauna Loa	courte	34,70	114 683
nov. (?) 1790	Kilauea	inc.	pas de coulées		7juil. 1927	Kilauea	13	0,10	2 416
1800?	Hualālai	inc.	34,32	165 107	20fév. 1929	Kilauea	2	0,16	1 468
1801	Hualālai	longue	19,60	49 000	25juil. 1929	Kilauea	4	0,21	2 752
fév.-juil. 1823	Kilauea	courte	10,00	11 468	19nov. 1930	Kilauea	19	0,23	6 483
14jan. 1832	Kilauea	courte	inc.	inc.	23déc. 1931	Kilauea	14	0,31	7 370
20juin 1832	Mauna Loa	21	inc.	inc.	2déc. 1933	Mauna Loa	17	5,18	76 455
30mai 1840	Kilauea	26	17,09	214 840	6sept. 1934	Kilauea	33	0,41	7 263
9jan. 1843	Mauna Loa	90	52,31	191 139	21nov. 1935	Mauna Loa	42	35,74	122 329
mai 1849	Mauna Loa	15	inc.	inc.	7avril 1940	Mauna Loa	133	10,10	76 455
8août 1851	Mauna Loa	21	17,87	68 810	26avril 1942	Mauna Loa	13	27,45	76 455
17fév. 1852	Mauna Loa	20	28,49	107 038	21nov. 1943	Mauna Loa	3	inc.	inc.
11août 1855	Mauna Loa	450	31,60	114 683	6jan. 1949	Mauna Loa	145	14,50	58 871
23jan. 1859	Mauna Loa	300	84,69	458 733	1erjuin 1950	Mauna Loa	23	90,64	458 733
30déc. 1865	Mauna Loa	120	inc.	inc.	27juin 1952	Kilauea	136	0,60	48 932
27mars 1868	Mauna Loa	15	23,57	145 265	31mai 1954	Kilauea	3	1,14	6 499
2avril 1868	Kilauea	courte	0,18	inc.	28fév. 1955	Kilauea	88	15,80	91 747
2avril (?) 1868	Kilauea	courte	0,10	191	14nov. 1959	Kilauea	36	0,62	38 992
1erjan. (?) 1870	Mauna Loa	14	inc.	inc.	13jan. 1960	Kilauea	36	10,62	118 506
1eraoût (?) 1871	Mauna Loa	30	inc.	inc.	24fév. 1961	Kilauea	1	0,05	23
10août 1872	Mauna Loa	60	inc.	inc.	3mars 1961	Kilauea	22	0,26	268
6jan. 1873	Mauna Loa	2?	inc.	inc.	10juil. 1961	Kilauea	7	1,04	13 227
20avril 1873	Mauna Loa	547	inc.	inc.	22sept. 1961	Kilauea	3	0,78	2 294
10jan. 1875	Mauna Loa	30	inc.	inc.	7déc. 1962	Kilauea	2	0,05	329
11août 1875	Mauna Loa	7	inc.	inc.	21août 1963	Kilauea	2	0,16	841
13fév. 1876	Mauna Loa	courte	inc.	inc.	5oct. 1963	Kilauea	1	3,37	6 881
14fév. 1877	Mauna Loa	10	inc.	inc.	5mars 1965	Kilauea	10	7,77	17 585
4mai 1877	Kilauea	1?	inc.	inc.	24déc. 1965	Kilauea	<1	0,60	887
21mai 1877	Kilauea	inc.	0,10	inc.	5nov. 1967	Kilauea	251	0,65	84 101
1ermai 1880	Mauna Loa	6	inc.	inc.	22août 1968	Kilauea	5	0,03	38
1ernov. 1880	Mauna Loa	280	62,16	229 366	7oct. 1968	Kilauea	15	2,07	6 881
22jan. 1884	Kilauea	1	inc.	inc.	22fév. 1969	Kilauea	6	5,96	16 820
mars 1885	Kilauea	80?	inc.	inc.	24mai 1969	Kilauea	867	49,98	185 022
16jan. 1887	Mauna Loa	10	29,27	229 366	14août 1971	Kilauea	<1	2,07	9 175
30nov. 1892	Mauna Loa	3	inc.	inc.	24sept. 1971	Kilauea	5	3,88	8 028
21mars 1894	Kilauea	6 ou +	inc.	inc.	4fév. 1972	Kilauea	455	34,96	125 234
7juil. 1894	Kilauea	4?	inc.	inc.	5mai 1973	Kilauea	<1	0,26	1 223
21avril 1896	Mauna Loa	16	inc.	inc.	10nov. 1973	Kilauea	30	1,04	2 829
4juil. 1899	Mauna Loa	19	41,96	152 911	12déc. 1973	Kilauea	203	8,03	30 047
6oct. 1903	Mauna Loa	60	inc.	inc.	19juil. 1974	Kilauea	3	3,11	6 881
9jan. 1907	Mauna Loa	15	20,98	76 455	19sept. 1974	Kilauea	<1	1,04	10 704
25nov. 1914	Mauna Loa	48	inc.	inc.	31déc. 1974	Kilauea	<1	7,51	14 985
19mai 1916	Mauna Loa	14	17,09	61 164	5juil. 1975	Mauna Loa	<1	13,47	26 759
23fév. 1918	Kilauea	14	0,10	191	29nov. 1975	Kilauea	<1	0,26	229
7fév. 1919	Kilauea	294	4,14	26 377	13sept. 1977	Kilauea	18	7,77	34 405
29sept. 1919	Mauna Loa	courte	23,83	267 594	16nov. 1979	Kilauea	1	0,26	612
21déc. 1919	Kilauea	221	12,95	47 402	30avril 1982	Kilauea	<1	0,26	199
18mars 1921	Kilauea	7	1,99	6 728	25sept. 1982	Kilauea	<1	0,78	2 982
28mai 1922	Kilauea	2	0,10	inc.	3jan. 1983	Kilauea	~6900*	105,20	2 137 000
25août (?) 1923	Kilauea	1	0,52	76	25mars 1984	Mauna Loa	22	env. 28,5	175 848
10mai 1924	Kilauea	17	pas de coulées						

* éruption en cours, statistiques arrêtées à décembre 2001

Sources : County of Hawaii (2003), site Internet du HVO (<http://hvo.wr.usgs.gov/>), J. Kauahikaua *et al.* (2002).

Annexe IV : Mesures maximales et moyennes du recul des deltas de lave

Recul maximal

Site	recul (en m/an)	tps (en j)	période âge (en années)	âge moyen de la période
bench 1995	8,7	1673	2-6,6	4,3
bench 1995	9,6	1327	2-5,6	3,8
banquette Highcastle	5,5	462	1,5-2,8	2,1
Highcastle à Lae'apuki	4,0	1744	1,5-6,3	3,9
Highcastle à Lae'apuki	3,7	1282	1,5-5,0	3,3
Highcastle à Lae'apuki	11,1	462	5,0-6,3	5,7
est Lae'apuki	8,8	1744	0,9-5,7	3,3
est Lae'apuki	16,7	832	0,9-3,2	2,0
est Lae'apuki	9,4	1282	0,9-4,4	2,7
ouest Lae'apuki	803,0	15	0-0	0,02
ouest Lae'apuki	210,2	33	0-0,1	0,05
ouest Lae'apuki	42,5	498	0-1,4	0,7
ouest Lae'apuki	24,3	960	0-2,6	1,3
ouest Lae'apuki	18,2	462	1,4-2,7	2,0
Lae'apuki à Kamoamo	9,7	1282	1-4,5	2,8
Lae'apuki à Kamoamo	9,0	1743	1-5,8	3,4
Lae'apuki à Kamoamo	15,0	462	4,5-5,8	5,1
Kamoamo	10,8	1282	1-4,5	2,8
Kamoamo	12,4	1378	1-4,8	2,9
Kamoamo à Kamokuna	31,6	1282	1-4,5	2,8
Kamoamo à Kamokuna	23,7	462	4,5-5,8	5,1
Kamoamo à Kamokuna	26,0	1744	1-5,8	3,4
Kamokuna (anse)	60,7	1005	1-3,8	2,4
banquette de Kamokuna	21,3	463	0,5-1,8	1,1
Kamokuna à Waha'ula	7,7	1744	6-10,8	8,4
Waha'ula	16,2	1282	0-3,5	1,8
Waha'ula	18,1	463	3,5-4,8	4,1
Waha'ula	14,4	1745	0-4,8	2,4
banquettes ouest de Kup Pt	11,8	463	0,8-2,1	1,5
banquettes est de Kupapa'u Pt	26,0	463	0-1,3	0,6
Kupapa'u Est	41,0	463	0-1,3	0,6
falaise interne banquette Kup E	2,1	1370	8-11,8	9,9
Kupapa'u Est à Ki'i	6,6	1551	8-12,2	10,1
Hakuma Pt à Kaimu	9,6	455	8-9,2	8,6
banquette de Waha'ula (est. visuelle)	130,7	335	0-0,9	0,5
ouest de la banquette de Lae'apuki	14,6	475	1,3-2,6	1,9
Kealakomo (Moore et al., 1973)	884,8	33	0-0,1	0,05

Recul moyen

Site	recul (en m/an)	tps (en j)	période âge (en années)	âge moyen de la période
bench 1995	3,3	1673	2-6,6	4,3
banquette Highcastle	4,0	462	1,5-2,8	2,1
Highcastle à Lae'apuki	1,7	1744	1,5-6,3	3,9
est Lae'apuki	5,2	1744	0,9-5,7	3,3
est Lae'apuki	11,0	832	0,9-3,2	2,0
est Lae'apuki	5,7	1282	0,9-4,4	2,7
ouest Lae'apuki	365,0	15	0-0	0,02
ouest Lae'apuki	19,8	498	0-1,4	0,7
ouest Lae'apuki	12,2	960	0-2,6	1,3
ouest Lae'apuki	7,9	462	1,4-2,7	2,0
Lae'apuki à Kamoamo	2,8	1282	1-4,5	2,8
Lae'apuki à Kamoamo	4,2	1743	1-5,8	3,4
Lae'apuki à Kamoamo	9,5	462	4,5-5,8	5,1
Kamoamo	5,7	1282	1-4,5	2,8
Kamoamo	7,9	1378	1-4,8	2,9
Kamoamo à Kamokuna	22,8	1282	1-4,5	2,8
Kamoamo à Kamokuna	15,8	462	4,5-5,8	5,1
Kamoamo à Kamokuna	20,9	1744	1-5,8	3,4
Kamokuna (anse)	50,8	1005	1-3,8	2,4
banquette de Kamokuna	14,2	463	0,5-1,8	1,1
Kamokuna à Waha'ula	2,7	1744	6-10,8	8,4
Waha'ula	10,0	1282	0-3,5	1,8
Waha'ula	6,3	1745	0-4,8	2,4
banquettes ouest de Kup Pt	7,9	463	0,8-2,1	1,5
banquettes est de Kupapa'u Pt	19,7	463	0-1,3	0,6
Kupapa'u Est	23,7	463	0-1,3	0,6
Kupapa'u Est à Ki'i	2,8	1551	8-12,2	10,1
ouest de la banquette de Lae'apuki	4,6	475	1,3-2,6	1,9
Kaimu (est. / pf littorale)	1,3		0-12	6,0
ligne B (minimum)	1,1	787	4,4-6,6	5,5
ligne C (estimation)	6,7	334	4,4-5,3	4,9
ligne C	8,1	453	5,3-6,5	5,9
ligne C (estimation)	7,5	787	4,4-6,6	5,5
ligne D	5,6	505	4,4-5,8	5,1
ligne E (estimation)	11,4	345	0,2-1,2	0,7
ligne E	2,6	513	1,2-2,6	1,9
ligne E (estimation)	6,1	858	0,2-2,6	1,4
ligne F (estimation)	23,8	345	0,2-1,2	0,7
ligne F	9,1	505	1,2-2,6	1,9
ligne F (estimation)	15,1	850	0,2-2,6	1,4
ligne G (minimum)	1,9	847	0,4-2,7	1,6
ligne G	3,1	513	1,3-2,7	2,0
ligne H (estimation)	2,2	847	0,4-2,7	1,6
ligne H	2,5	513	1,3-2,7	2,0
Kealakomo (Moore et al., 1973)	211,6	69	0-0,2	0,09

Annexe V : Exemple de mesures d'instabilité des banquettes de lave : campagne du 26 mai 2000

Les données Va et Ha (angles verticalet et horizontal) sont en degrés et Vd, Hd, Sd, H (distances verticale, horizontale, selon la pente, par calcul) sont en mètres. Les valeurs grisées sont citées dans le texte.

Ligne A		Hauteur tachéomètre	1,28	Wilipea Est			
		Hauteur pt. 1	1,147				
		Hauteur pt. 10	1,215	precision/Vd : A1 : 1,1 mm		A10 : 0,3 mm	
		Mire	1,444	precision/Hd : A1 : 0,5 mm		A10 : 0,2 mm	
Point n°	Va	Ha	Vd	Hd	Sd	H	intervalle de conf.
1a	87,1812	359,9994	1,2283	24,9467	24,9769	24,94667939	
1b	87,1828	359,9988	1,2276	24,9464	24,9766	24,94641349	
1c	87,1836	359,9994	1,2272	24,9462	24,9764	24,94623292	
1d	87,182	359,9994	1,2279	24,9463	24,9765	24,9462986	
1 moyenne	87,1824	359,99925	1,22775	24,9464	24,9766	24,9464061	0,456156118
2	88,6014	351,5936	0,4709	19,2859	19,2916	19,2858519	
3	85,2082	336,312	1,1768	14,0379	14,0871	14,0378605	
4	91,237	321,1522	-0,2469	11,4321	11,4348	11,4321342	
5	90,2764	289,2806	-0,0469	9,7152	9,7153	9,7151868	
6	94,033	261,6718	-0,9007	12,7743	12,806	12,7742857	
7	92,1276	242,7544	-0,5945	16,0039	16,0149	16,0038618	
8	91,5646	229,9874	-0,5931	21,7176	21,7237	21,7156021	
9	93,2604	221,771	-1,623	28,4898	28,536	28,4898081	
10a	94,0856	212,6084	-3,0582	42,8133	42,9224	42,81331375	
10b	94,0856	212,6078	-3,0581	42,8131	42,9222	42,81312039	
10c	94,086	212,6094	-3,0584	42,8132	42,9223	42,81319921	
10 moyenne	94,08573333	212,6085333	-3,05823333	42,8132	42,9223	42,8132111	0,172852321

Ligne B		Hauteur tachéomètre	1,4	Wilipea Est			
		Hauteur pt. 1	1,341				
		Hauteur pt. 10	1,113	precision/Vd : B1 : 3,3 mm		B10 : 1,3 mm	
		Mire	1,444	precision/Hd : B1 : 0,7 mm		B10 : 0,1 mm	
Point n°	Va	Ha	Vd	Hd	Sd	H	intervalle de conf.
1a	82,2764	0	3,2605	24,0408	24,2609	24,04080715	1,527376516
1b	82,277	0	3,2601	24,0404	24,2604	24,04035682	
1c	82,2774	0,001	3,2603	24,0401	24,2602	24,04012787	
1d	82,278	359,9998	3,2572	24,0405	24,2602	24,04054808	
1 moyenne	82,2772	0,0002	3,259525	24,04045	24,260425	24,04046	
2	85,279	347,8878	1,5383	18,6282	18,6916	18,6281922	
3	89,134	332,8592	0,2263	14,9705	14,9722	14,9704897	
4	91,5374	317,9812	-0,3449	12,8514	12,856	12,8513727	
5	92,713	292,7588	-0,5628	11,8782	11,8915	11,8781745	
6	93,2398	268,5286	-0,8004	14,1414	14,164	14,1413668	
7	93,2908	252,7136	-1,0007	17,4041	17,4328	17,4040546	
8	93,8818	241,5858	-1,4749	21,7369	21,7869	21,7369198	
9	95,2572	235,8104	-2,319	25,2029	25,3094	25,2029357	
10a	95,2886	230,5946	-2,742	29,6239	29,7505	29,62387021	0,611343458
10b	95,2908	230,5948	-2,7433	29,624	29,7508	29,62405114	
10c	95,2906	230,5952	-2,7433	29,6239	29,7507	29,62395071	
10d	95,2908	230,5966	-2,7431	29,624	29,7507	29,62396923	
10 moyenne	95,2902	230,5953	-2,742925	29,62395	29,750675	29,6239603	

Ligne C		Hauteur tachéomètre	1,595	Wilipea Est		venteux	
		Hauteur pt. 1	1,007				
		Hauteur pt. 10	1,306	precision/Vd : C1 : 4,9 mm		C10 : 0,8 mm	
		Mire	1,444	precision/Hd : C1 : 1,0 mm		C10 : 0,3 mm	

Point n°	Va	Ha	Vd	Hd	Sd	H	intervalle de conf.
1a	87,2336	0	1,399	28,848	28,8819	28,84799727	
1b	87,2138	359,997	1,4039	28,847	28,8811	28,84695828	
1c	87,2158	359,998	1,4034	28,8471	28,8812	28,84708273	
1 moyenne	87,22106667	359,9983333	1,4021	28,84736667	28,8814	28,8473462	3,051083027
2	88,9044	352,7078	0,3804	19,8833	19,8869	19,8832615	
3	88,4146	344,948	0,4011	14,4906	14,4961	14,4905498	
4	87,9784	331,3772	0,3614	10,2573	10,2637	10,2573353	
5	88,1146	302,7618	0,2233	6,7807	6,7844	6,78072418	
6	90,6326	251,0296	-0,0857	7,7608	7,7613	7,76082684	
7	92,181	233,1978	-0,4037	10,6005	10,6082	10,6005157	
8	91,7464	219,469	-0,4813	15,7858	15,7931	15,7857644	
9	91,7996	212,0996	-0,6454	20,5413	20,5514	20,5412634	0,457324252
10a	92,211	208,267	-0,9765	25,2919	25,3107	25,29185605	
10b	92,2104	208,2662	-0,9762	25,292	25,3108	25,2919677	
10c	92,2094	208,2666	-0,9757	25,2917	25,3105	25,29168677	
10 moyenne	92,21026667	208,2666	-0,97613333	25,29186667	25,31066667	25,2918368	

Lignes G et H

Hauteur BM (HVO-82/1965) 1,412
Hauteur pt. G1 1,229
Mire 1,444

HighCastle Bench

precision/Vd : BM : 1,6 mm
precision/Hd : BM : 0,3 mm

venteux

G1 : 0,2 mm
G1 : 0,0 mm

Point n°	Va	Ha	Vd	Hd	Sd	H	intervalle de conf.
BM a	88,5124	0,0002	1,3704	52,7684	52,7684083	0,000184196	
BM b	88,511	359,9986	1,3715	52,7687	52,7686798	-0,00128938	
BM c	88,5102	359,9986	1,372	52,7685	52,7684668	-0,00128938	
BM moyenne	88,5112	359,9991333	1,3713	52,76853333	52,78633333	52,7685183	
G1a	104,61	69,555	-12,0576	46,2562	46,2561988	43,34242633	
G1b	104,6086	69,557	-12,0562	46,2562	46,2562537	43,34299031	
G1 moyenne	104,6093	69,556	-12,0569	46,2562	47,80175	46,2562262	1,371972745
G2	105,1954	75,1956	-12,5695	46,2781	47,9547	46,2780825	
G3	106,4926	79,4004	-13,8868	46,904	48,9165	46,9039525	
G4	106,5862	85,541	-14,1328	47,4492	49,5092	47,4491818	
5	107,3926	93,6592	-15,2251	48,6055	50,9343	48,6055475	
H1	125,7828	92,1586	-13,2473	18,3793	22,6559	18,3793049	
H2	124,5364	100,317	-14,5425	21,1349	25,6548	21,1349109	
H3	121,5674	112,401	-15,4394	25,1288	29,4929	25,1287898	
H4	117,1848	120,533	-15,2995	29,7889	33,4881	29,7888929	

Annexe VI : Estimation du recul des falaises basaltiques à moyen terme

méthode	site	âge coulée	période d'observation			âge moyen	intervalle âge coulée	recul (en m)		précision (en m)	
			début	fin	durée			brut	annuel	brut	annuel
comparaison cartes	Maona Hauae	1750	1892	2000	108	196	54	40	0,37	20	0,19
comparaison cartes	Lililoa	1790	1895	2000	105	157,5	52,5	60	0,57	20	0,19
comparaison cartes	Keahole Point	1801	1888	1996	108	141	54	300	2,78	20	0,19
comparaison cartes	baie de Mahuka	1823	1930	1967	37	125,5	18,5	35	0,95	25	0,68
comparaison cartes	Nanawale	1840	1895	2000	105	107,5	52,5	10	0,10	10	0,10
comparaison cartes	Kailikii	1868	1921	1980	59	82,5	29,5	20	0,34	20	0,34
comparaison cartes	Kakio	1887	1921	1980	59	63,5	29,5	10	0,17	10	0,17
comparaison cartes	Lae o Kamimi	1919	1925	1962	37	24,5	18,5	50	1,35	25	0,68
comparaison cartes	Mauna Ulu	1971	1981	1995	14	17	7	10	0,71	10	0,71
comparaison photo. aér.	Kaena Point	1972	1976	1987	11	9,5	5,5	10	0,91	5	0,45
comparaison photos	coulée de Heiheiuhulu	1750	2001	2002	1,45	251,5	0,73	3	2,07	1	0,69
comparaison photos	delta de Kealakomo	1971	2001	2002	1,3	30,5	0,65	2	1,54	1	0,77
observation de J.G. Moore	coulée de Huehue	1801	1801	1970	169	84,5	84,5	370	2,19	10	0,06
estimation / plate-forme infra.	est de Kaena Point	750-400 BP	1375	2001	626	313	888	7,5	0,01	2,5	0,00
estimation / plate-forme infra.	nord de Kahinihiuila	750-400 BP	1375	2001	626	313	888	27,5	0,04	7,5	0,01
estimation / plate-forme infra.	Lolia	750-400 BP	1375	2001	626	313	888	20	0,03	10	0,02
estimation / plate-forme litt.	sud de Kaloli Point	750-200 BP	1475	2001	526	263	738	10	0,02	2	0,00
estimation / plate-forme litt.	est de Lililoa	400-200 BP	1650	2001	351	175,5	476	10	0,03	2	0,01
estimation / plate-forme litt.	Kamaili	1790	1790	2001	211	105,5	106	6	0,03	2	0,01
estimation / plate-forme litt.	nord de Kings Pillars	1960	1960	2001	41	20,5	20,5	5	0,12	1	0,02
estimation / pinacle	sud de Cape Kumukahi	1960	1960	2001	41	20,5	20,5	15	0,37	3	0,07
estimation / pinacle	est Kealakomo	1972	1972	2002	30	15	15	8	0,27	1	0,03
estimation visuelle	banquette de Kaena Point	1972	2001	2002	1,25	29,5	0,63	0,50	0,40	0,2	0,16
estimation / pinacle	ouest d'Apua Point	1973	1973	2001	28	14	14	5	0,18	1	0,04
estimation / plate-forme litt.	Kaimu	1990	1990	2001	11	5,5	5,5	12,5	1,14	2,5	0,23

Annexe VII : Estimation de la vitesse de formation des terrasses marines

terrasse	période d'observation			recul de la falaise (moyen, maxi , mini)	
	début	fin	durée	brut (en m)	séculaire (en m/siècle)
Kohala	-368050	1987	370037	22000	5,95
Kohala	-368050	1987	370037	17000	4,59
Kohala	-368050	1987	370037	27000	7,30
Mauna Kea	-126050	1987	128037	9500	7,42
Mauna Kea	-126050	1987	128037	7000	5,47
Mauna Kea	-126050	1987	128037	12000	9,37
nord-ouest Hawaiï - 430 m	-120050	-14550	105500	15000	14,22
nord-ouest Hawaiï - 693 m	-231050	-120050	111000	12000	10,81
nord-ouest Hawaiï - 945 m	-311050	-231050	80000	4000	5,00
nord-ouest Hawaiï - 1146 m	-411050	-311050	100000	13000	13,00
nord-ouest Hawaiï - 1336 m	-461050	-411050	50000	8000	16,00
nord Molokai	-328050	2002	330052	500	0,15
nord Molokai	-1498050	2002	1500052	15000	1,00

Annexe VIII : Protocole des mesures au M.E.M.

- ✓ Inscription de la date et heure de la mesure, des conditions climatiques (vent, températures), de la longueur du stylet (ou sonde) et de la position sur le profil littoral
- ✓ Détermination de la vis servant de repère
- ✓ Pose du M.E.M. en appuyant au maximum, et en mettant le cas échéant le sens de blocage, le tout en relevant le stylet pour éviter d'éroder la surface
- ✓ Pose délicate du stylet et lecture
- ✓ Nouvelles lectures en lâchant le stylet de quelques millimètres pour éviter les blocages
- ✓ Effectuer plusieurs séries de mesures (entre 4 et 10 mesures par série), en enlevant le M.E.M. et en le reposant pour éliminer les mesures aberrantes (appareil mal calé). Si les valeurs sont proches, ne faire que deux ou trois séries, dans le cas contraire, poursuivre jusqu'à atteindre une cohérence (une douzaine de séries au maximum)
- ✓ Passer à la mesure suivante en pivotant le pied repère du M.E.M. d'une vis dans le sens horaire
- ✓ Une fois que toutes les mesures sont effectuées, reboucher le trou à l'aide de mastic ou de ciment, en ayant pris soin de protéger la tête de vis à l'aide de pâte adhésive

NB : lors des deuxièmes et troisièmes campagnes, seulement deux ou trois séries de mesures seront effectuées délicatement pour les sites où les données obtenues sont cohérentes ou lorsque la surface est particulièrement fragile. Là où la précision est moindre, plusieurs séries pourront être effectuées, en prenant en compte l'érosion provoquée par le stylet.

Annexe IX : Exemple de feuille de mesures au MEM


SITE DE LAUPAHOEHOE POINT (LP 2002)															Mesure de départ : 4,90			
Station :	1A			1B			2A			2B			3A			3B		
Position sur le profil littoral :	plate-forme médiolittoral			plate-forme médiolittoral			plate-forme supralittoral inférieur			plate-forme supralittoral inférieur			plate-forme supralittoral			plate-forme supralittoral		
Date & heure:	21/09/2004, 9h40			21/09/2004, 9h55			21/09/2004, 10h40			21/09/2004, 11h00			21/09/2004, 11h40			21/09/2004, 12h00		
Vent :	faible à modéré			faible à modéré			faible			faible			faible			faible		
Météo :	31 °C, surface humide			31 °C, surface humide			32 °C			33 °C			33 °C			34 °C		
Styler :	court (long M 1)			court (long M 3)			long			long			long (court M 2)			long (court M 3)		
	<div>Océan</div> <div><div>1</div><div>3</div><div>2</div></div> <div>Port</div>			<div>Port</div> <div><div>1</div><div>2</div><div>3</div></div> <div>Océan</div>			<div>Océan</div> <div><div>1</div><div>2</div><div>3</div></div> <div>Port</div>			<div>Port</div> <div><div>1</div><div>2</div><div>3</div></div> <div>Océan</div>			<div>Pointe</div> <div><div>1</div><div>2</div><div>3</div></div> <div>Continent</div>			<div>Continent</div> <div><div>1</div><div>2</div><div>3</div></div> <div>Pointe</div>		
Mesures	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3
2000		1,67	3,29	7,12	6,46	24,82	15,18	0,20	5,05	1,76	3,56		24,73	4,00	19,71		12,51	0,85
méthode 2000	Aband.	B	B	A	C	C	C	C	C	C	A	aband	A	C	B		A	C
2001		3,25	3,75	7,30	6,59	24,74	15,21	0,22	5,03	1,66	3,56		24,74	4,14	20,02		12,45	0,01
méthode 2001	aband.	B	C	B	C	C	C	C	C	C	B	aband	B	C	C		B	C
différence		1,58	0,46	0,18	0,13	-0,08	0,03	0,02	-0,02	-0,10	-0,01		0,01	0,15	0,30		-0,06	-0,84
millimètre	28	8	7	11	11	5	20	5	8	5	8	8	29	9	24		17	5
MESURES	66	65	94	43	79	8	16	23	89	85	39	71	59	36	90		49	65
	65	65	94	43	78	9	33	23	88	80	38	72	60	36	96		51	65
	63	64	104	42	78	8	33	22	85	80	38	74	59	35	103		48	62
	61	63	98	42	78	8	30	22	84	78	37	77	59	32	101		48	64
	64	63	93	42	78	8	28	22	84	67	36	76	59	35	99		48	63
	69	64	94	46	78	15	45	31	84	83	39	37	60	41	77		47	65
	70	63	100	46	78	15	40	30	84	72	40	49	60	41	77		46	64
	67	63	102	45	77	15	37	28	84	75	34	40	60	39	76		46	59
	65	63	90	45	77	14	42	27	84	70	34	40	60	40	77		46	59
	65	63	101	45	77	14	40	28	83	69	33	47	60	40	76		46	55
	58	64	92	46	66	8	44	31	82	87	36	10,43	59	30	101		47	68
	62	63	83	46	66	7	39	31	82	83	33	10,00	60	30	100		49	66
	60	63	83	45	65	6	36	31	81	81	35	10,00	59	29	97		49	66
	61	63	103	45	64	6	40	30	80	78	38	10,00	59	28	98		49	65
	60	63	101	45	64	6	32	30	79	81	35	10,00	59	28	94		49	60
	60	65	93	45	81	4	41	35	87	72	33	10,36	59	33	95		40	67
	73	64	95	45	81	3	42	37	87	68	30	10,00	60	33	95		41	58
	73	64	90	44	80	4	41	37	83	65	32	10,00	60	34	92		41	64
	68	64	92	44	80	3	42	35	85	70	32	10,00	60	33	92		42	62
	68	64	102	44	80	3	41	35	85	69	33	10,00	61	32	91		42	59
	67	64	91	45	80	6	39	37	86	67	34	10,00	60	27	69		46	69
	80	63	90	44	80	5	33	37	83	62	34	-13	61	27	71		46	50
	75	63	100	44	79	4	34	36	84	64	35	41	61	22	71		46	53
	75	63	92	44	79	4	30	36	83	67	35	35	60	22	71		46	61
	72	63	93	44	79	4	31	37	84	60	38	40	60	22	71		46	61
	75		86		79	2	29	39	83	77	35	45	60	23	112		32	69
	73		87		81	1	43	38	85	76	35	8		18	112		40	65
	75		81		80	0	43	37	85	79	36			20	111		42	67
	75		85		80	0	41	37	84	82	37			20	109		42	65
	75		80		80	0	40	37	84	75	36			19	110		43	68
	73		96		80	7	41	37		79	33			19	111		38	65
	73		102		77	7	46	37		80	34			39	109		39	60
	75		99		77	7	35	37		81	31			37	108		40	60
	74		93		76	6	39	37		79	31			38	108		40	61
	73		99		76	6	38	37		83	31			38	108		41	61
	72		89		75	13	39	36		60				36	77		48	

MESURES	73		97		79	12	41	35		50					75		48	
	72		93		79	12	33	35		57					70		47	
	72		88		79	12	40	35		51					75		47	
	71		95		79	12	40	35		51					71		47	
			97		79		39			49					107		38	
			96				42			57					105		38	
			94				40			55					104		39	
			95				39			47					106		39	
			93				42			47					104		39	
			98				38			51					93		52	
			98												90		51	
			86												92		51	
			90												91		51	
			85												92		51	
															90		48	
															114		48	
															111		48	
															112		48	
															110		48	
															109			
															109			
															112			
															109			
															109			
															108			
															109			
															106			
															103			
															101			
															101			
															102			
															104			
Mesures	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M1	M2	M3
méthode	C	B	C	B	B	B	C	C	B	C	C		C	C	C		C	C
moyenne	8,69	8,63	7,93	11,44	11,77	5,07	20,38	5,33	8,83	5,70	8,35	aband	29,60	9,31	25,03		17,45	5,63
précision+/-		0,01	0,13	0,02	0,13	0,08	0,10	0,11	0,05	0,23	0,05		0,01	0,13	0,13		0,13	0,13
mesure calibrée		3,73	3,03	6,54	6,87	0,17	15,48	0,43	3,93	0,80	3,45		24,70	4,41	20,13		12,55	0,73
érosion 00-02	aband	2,06	-0,26	-0,58	0,41	0,01	0,30	0,23	-1,12	-0,96	-0,11		-0,03	0,41	0,42		0,04	-0,12
Moyenne	0,90			-0,06			-0,20			-0,54			0,27			-0,04		
Taux annuel	0,40			-0,02			-0,09			-0,24			0,12			-0,02		
Moy. annuelle	0,15						-0,15						0,06					

Les mesures utilisées pour les moyennes sont surlignées en gris.

Faciès : coulée aa d'hawaïite ou de mugearite Holocène à tardi-Pliocène (0,19-0,0045 Ma)

Accès : au port, premier promontoire apres l'enrochement

Photo :  4

Indications :

1A.M1 : bien appuyer sur le pied 2

1A.M2 : bien appuyer sur le pied 2

1A.M2 : *difficile de toucher la vis*

1A.M3 : bien appuyer sur le pied 2

1B.M2 : *bloquer les pieds vers la mer*

1B.M3 : bien appuyer sur le pied 2

2A.M1 : surface non plane (ce qui explique les différences)

2A.M3 : bloquer les pieds vers le bas

2B.M1 : surface non plane (ce qui explique les différences)

2B.M1 : bien appuyer les pieds vers le port et le repère 2

2B.M2 : bloquer le pied 2 vers l'océan

2B.M3 : surface non plane (ce qui explique les différences)

2B.M3 : poser bien sur les vis

3A : poser doucement

3A : fond de petite mare de corrosion (3A.M2 = bordure de la mare où pas de corrosion)

3A.M3 : bien appuyer le pied 1



3A.M3 : surface pas plane d'où différences, premières séries = pas assez enfoncées

3B : croute avant corrosion

3B.M2 : poser d'abord les pieds 1 et 3, puis bloquer le pied 2 vers la pointe


Annexe X : Cycles d'alternances immersion/émersion et d'aspersion d'embruns

Période 1 (96 h par cycle, soit 1/3 du temps)

-  période 1 (avec étuve à 60 °C)
-  période 1 (avec étuve à 30 °C)

échantillons soumis aux protocoles P2, P4bis et P8 en émersion
échantillons soumis aux protocoles P3, P4 et P7 en immersion

Période 2 (192 h par cycle, soit 2/3 du temps)

-  période 2 (avec étuve à 60 °C)
-  période 2 (avec étuve à 30 °C)

échantillons soumis aux protocoles P2, P4bis et P8 en immersion
échantillons soumis aux protocoles P3, P4 et P7 en émersion

— aspersion embruns (échantillons soumis aux protocoles P5 et P6)

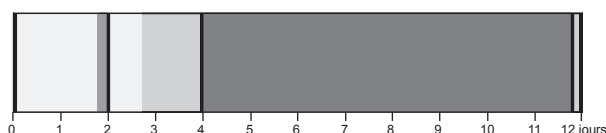
N.B. : les échantillons soumis au protocole P1 sont en permanence en immersion.

A la fin de chaque cycle le liquide d'immersion (eau distillée ou eau de mer) a été changé.

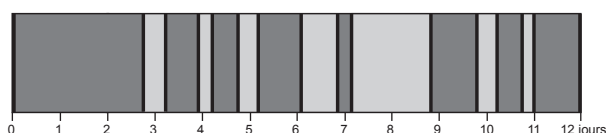
A la fin des cycles 3, 5, 7 et 10, tous les échantillons ont été lavés, ont subi un dégorgement de plusieurs heures et ont été pesés après un passage à l'étuve de 24 heures (100 °C, puis passage progressif à 20 °C).

En fin d'expérimentation, les échantillons ont trempé dans l'eau de Javel (hypochlorite à 12,5 %) pendant 2 heures avant leur dégorgement.

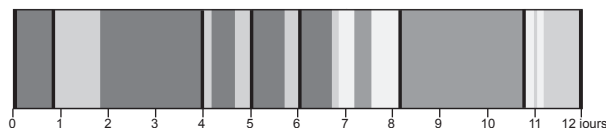
Cycle 1 (13/10/2000 au 25/10/2000) :



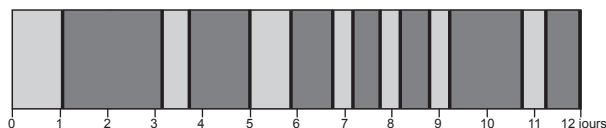
Cycle 6 (13/1/2001 au 25/1/2001) :



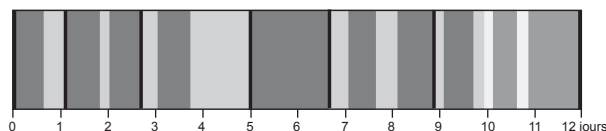
Cycle 2 (25/10/2000 au 6/11/2000) :



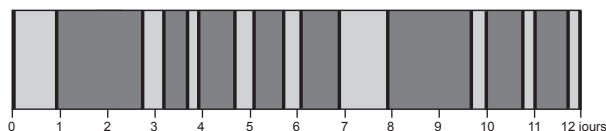
Cycle 7 (25/1/2001 au 6/2/2001) :



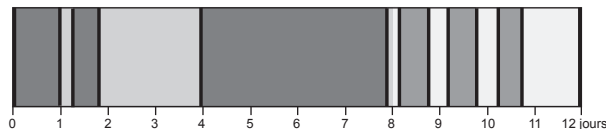
Cycle 3 (6/11/2000 au 18/11/2000) :



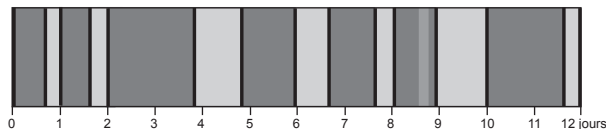
Cycle 8 (9/2/2001 au 21/2/2001) :



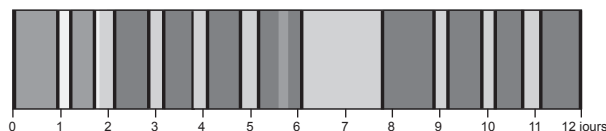
Cycle 4 (28/11/2000 au 10/12/2000) :



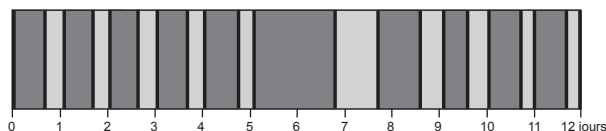
Cycle 9 (21/2/2001 au 5/3/2001) :



Cycle 5 (10/12/2000 au 22/12/2000) :



Cycle 10 (5/3/2001 au 17/3/2001) :



Annexe XI : Tableau récapitulatif des résultats de l'expérimentation sur la corrosion littorale

roche	n°	P	solution	poids de départ (g)	poids fin cycle 3 (g)	perte cycles 1 à 3 (%)	poids fin cycle 5 (g)	perte cycles 4 à 5 (%)	poids fin cycle 7 (g)	perte cycles 6 à 7 (%)	poids fin cycle 10 (g)	perte cycles 8 à 10 (%)	perte totale (%)	poids en août
Aa	1	1	dist.	20,1443	20,1055	-0,3073	20,0826	-0,2726	20,0676	-0,1289	20,0519	-0,1426	-0,8514	20,0523
Aa	2	1	dist.	23,2942	23,1959		23,0954		23,0527		23,0044			23,0046
Aa	3	1	mer	16,2737	16,2516		16,2034		16,1923		16,1845			16,1840
Aa	4	1	mer	20,5449	20,4683	-0,2543	20,4059	-0,3000	20,3910	-0,0704	20,3806	-0,0493	-0,6739	20,3814
Aa	5	2	dist.	24,3543	24,2059		24,1579		24,1251		24,0772			24,0755
Aa	6	2	dist.	23,6794	23,5171	-0,6474	23,4742	-0,1891	23,4517	-0,1148	23,4180	-0,1695	-1,1208	23,4173
Aa	7	2	mer	25,6398	25,5270		25,4764		25,4597		25,4359			25,4350
Aa	8	2	mer	26,6394	26,5054		26,4743		26,4615		26,4469			26,4476
Aa	9	3	dist.	23,9009	23,7140		23,6656		23,6397		23,5895			23,5888
Aa	10	3	dist.	23,2759	23,2022	-0,5493	23,1698	-0,1709	23,1458	-0,1057	23,1108	-0,1802	-1,0061	23,1105
Aa	11	3	mer	19,1864	19,0874		19,0117		18,9834		18,9480			18,9474
Aa	12	3	mer	19,0577	19,0003	-0,4086	18,9650	-0,2899	18,9547	-0,1008	18,9442	-0,1198	-0,9191	18,9444
Aa	13	4bis	dist.	21,5471	21,4055		21,3948		21,3866		21,3855			21,3872
Aa	14	4bis	dist.	21,4086	21,1489	-0,9351	21,1163	-0,1010	21,0995	-0,0583	21,0900	-0,0247	-1,1191	21,0915
Aa	15	4bis	mer	21,8065	21,7004		21,6719		21,6670		21,6778			21,6792
Aa	16	4bis	mer	19,6101	19,4545	-0,6400	19,3885	-0,2336	19,3674	-0,0650	19,3637	0,0153	-0,9481	19,3650
Aa	17	5	mer	21,6666	21,6050		21,4395		21,3984		21,3749			21,3746
Aa	18	5	mer	23,5621	23,5263	-0,2181	23,3433	-0,7703	23,3005	-0,1857	23,2487	-0,1642	-1,3382	23,2495
Aa	19	6	mer	25,9677	25,9475		25,8412		25,7987		25,7493			25,7516
Aa	20	6	mer	18,0042	17,9987	-0,0542	17,8670	-0,5704	17,8136	-0,2301	17,7430	-0,2912	-1,1459	17,7429
Aa	21	7	dist.	20,8792	20,8026		20,7392		20,7117		20,6613			20,6615
Aa	22	7	dist.	17,9534	17,8719	-0,4104	17,8172	-0,3042	n.c.	-0,1317	17,7497	-0,2414	-1,0891	17,7155
Aa	23	7	mer	24,1777	24,1210		24,0373		24,0189		24,0018			24,0016
Aa	24	7	mer	21,7037	21,6540	-0,2318	21,5853	-0,3314	21,5661	-0,0823	21,5263	-0,1271	-0,7725	21,5260
Aa	25	8	dist.	24,2937	24,1370		24,0953		24,0816		24,0755			24,0767
Aa	26	8	dist.	20,6732	20,5149	-0,7054	20,4643	-0,2082	20,4449	-0,0751	20,4180	-0,0776	-1,0663	20,4187
Aa	27	8	mer	21,4688	21,4687		21,4083		21,3887		21,3924			21,3930
Aa	28	8	mer	20,6356	20,4439	-0,4647	20,3727	-0,3132	20,3502	-0,1002	20,3497	0,0074	-0,8793	20,3499
Ab	1	2	mer	25,2523	25,1798		25,1381		25,1382		25,1132			25,1030
Ab	2	2	mer	20,7219	20,6677		20,6412		20,6406		20,6190			20,6139
Ab	3	2	mer	24,0116	23,9483		23,9213		23,9226		23,9042			23,8939
Ab	4	2	mer	27,8319	27,7920		27,7623		27,7623		27,7396			27,7323
Ab	5	3	mer	23,9624	23,9190		23,8867		23,8911		23,8673			23,8578
Ab	6	3	mer	23,4536	23,4316		23,3307		23,3179		23,2826			23,2763
Ab	7	3	mer	25,3860	25,2915		25,2540		25,2519		25,2238			25,2149
Ab	8	3	mer	21,2542	21,1674		21,1249		21,1137		21,0832			21,0789
Ab	9	4	mer	24,4093	24,2705		24,2093		24,1944		24,1733			24,1590
Ab	10	4	mer	24,5047	24,3680		24,2488		24,2270		24,1989			24,1863
Ab	11	5	mer	23,3314	23,3198		23,2463		23,2501		23,2397			23,2282
Ab	12	5	mer	21,1042	21,0958		21,0219		21,0212		21,0130			20,9995
Ab	13	6	mer	24,8940	24,8853		24,7252		24,6170		24,4552			24,4493
Ab	14	6	mer	24,4811	24,4689		24,3354		24,2437		23,9290			/
B	1	2	mer	45,0820	45,0650		45,0560		45,0563		45,0500			45,0479
B	2	2	mer	41,7547	41,7405		41,7321		n.c.		41,7282			41,7245
B	3	3	mer	46,9918	46,9720		46,9623		46,9636		46,9550			46,9535
B	4	3	mer	43,5770	43,5559		43,5485		43,5511		43,5437			43,5400
B	5	4	mer	45,1466	45,1445		45,1253		45,1247		45,1213			45,1196
B	6	4	mer	37,9879	37,9619		37,9474		37,9456		37,9423			37,9393
B	7	5	mer	40,8976	40,9046		40,8854		40,8882		40,8990			40,8841
B	8	5	mer	47,0814	47,0774		47,0558		47,0587		47,0612			47,0507
B	9	6	mer	42,0521	42,0550		42,0306		42,0420		42,0219			42,0110
B	10	6	mer	45,2144	45,2149		45,1908		45,1968		45,1789			45,1670
Ca	1	1	mer	24,6099	24,5033		24,3189		24,2757		24,2710			24,2695
Ca	2	1	mer	34,3646	34,3306		34,2784		34,2711		34,2653			34,2753
Ca	3	2	mer	28,0608	27,9940		27,8669		27,8213		27,8170			27,7849
Ca	4	2	mer	30,9825	30,8821		30,8368		30,8203		30,8071			30,7930
Ca	5	3	mer	36,7007	36,6243		36,4884		36,4596		36,4118			36,4009
Ca	6	3	mer	37,2280	37,1034		36,9707		36,9306		36,8627			36,8511
Ca	7	4	mer	30,6518	25,5327		14,5032		7,9490		7,3870			/
Ca	8	4	mer	29,7043	29,2789		20,9624		18,4122		17,6465			/
Ca	9	5	mer	32,3957	32,3188		32,1199		32,1006		32,0356			31,9993
Ca	10	5	mer	30,4744	30,3140		30,0993		30,0614		29,9117			29,8843
Ca	11	6	mer	30,7470	30,6510		30,3194		29,6352		26,0453			/
Ca	12	6	mer	26,5621	26,3349		21,0015		14,4507		13,1613			/
Cb	1	2	mer	39,2506	39,0659		38,8891		38,8041		38,7361			38,6900
Cb	2	2	mer	39,9809	39,8749		39,7751		39,7328		39,6952			39,6613
Cb	3	3	mer	43,6231	43,5347		43,3629		43,3392		43,2713			43,2546
Cb	4	3	mer	40,3163	40,2074		40,0913		40,0622		39,9917			39,9781
Cb	5	4	mer	42,6869	41,2021		23,6784		17,0752		14,7579			/
Cb	6	4	mer	38,5116	36,5569		31,3992		22,0107		15,0103			/
Cb	7	5	mer	39,3913	39,3368		39,1363		39,1538		39,0341			38,9990
Cb	8	5	mer	38,7829	38,7278		38,5376		38,5586		38,4739			38,4349
D	1	2	mer	32,2923	32,2727		32,2395		32,2244		32,2215			32,2080
D	2	2	mer	36,1244	36,1215		36,0988		36,0769		36,0751			36,0600
D	3	3	mer	35,1993	35,1658		35,0713		35,0551		35,0405			35,0394
D	4	3	mer	36,9594	36,9647		36,9195		36,9062		36,8945			36,8836
D	5	4	mer	35,9208	35,9224		35,8908		35,8861		35,8905			35,8669
D	6	4	mer	35,8581	35,8987		35,8117		35,8473		35,8369			35,8005
D	7	5	mer	36,1777	36,2102		36,1567		36,1664		36,2047			36,1780
D	8	5	mer	31,8135	31,8424		31,7776		31,7956		31,8015			31,7859
E	1	2	mer	20,7661	20,6665		20,3548		20,2602		20,3378			20,2636
E	2	2	mer	21,6066	21,4904		21,1844		21,0474		21,1898			21,1594
E	3	3	mer	20,5175	20,5374		20,0669		19,9923		20,0738			20,0897
E	4	3	mer	22,5942	22,5531		22,1722		22,1274		22,1920			22,2000
E	5	4	mer	19,8029	19,7196		17,0674		12,7077		12,1791			/
E	6	4	mer	26,5256	26,0715		16,3176		15,8465		15,2266			/
E	7	5	mer	22,8894	23,1272		22,3200		22,4026		22,6077			22,4339
E	8	5	mer	20,8638	20,9609		20,2679		20,3133		20,4133			20,3311

gras : poids de départ et final utilisés

italiques : échantillon désagréé lors des cycles

Appendice : Résumé en anglais de la thèse

[English Abstract of the Dissertation]

Evolution of forms and morphodynamics in volcanic littoral fields: research in the Hawaiian Archipelago. Ph.D Thesis in Geography, *summa cum laude* and “highly commended” (first class Honours with jury’s congratulations), defended by Guillaume Marie on December 17, 2004 at the European Institute For Marine Studies (Institut Universitaire Européen de la Mer) of the University of Western Brittany (Université de Bretagne Occidentale), Plouzané (France).

N.B.: a short version of the summary is on the back cover.

The volcanic islands, such those of the Hawaiian Archipelago, strike our imaginary by their landscapes, which can be luxuriant or desert, even lunar, and the stereotypes which are associated with them. Fascination that volcanos in eruption exert also takes part in this interest. The research undertaken during this Ph.D of Geography deals with evolution of these landscapes, at least of their coastal fringe, through the study of forms and morphodynamics.

Volcanic rocky coasts are not very studied in spite of their originality. These "new shores" however constitute a privileged field to study coastal erosion mechanisms. Indeed, it is possible to follow the shaping of an "incipient coast", without any heritage, and this, year after year. The choice of Hawaiian Islands was guided by the diversity of the environmental conditions on the coasts and the permanence of an effusive activity of the Kīlauea volcano since 1983 (Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha eruptions), with lava flows regularly reaching ocean (*cf.* figures 6 to 12 and figure 15).

The reasoning is based on different space and time scales. Firstly, the short-term evolution of the volcanic coasts is studied, from the arrival of lava flows into the ocean to the stabilization of the new lands thus encroached on the sea, denominated lava deltas. Secondly, their longer-term evolution is presented, distinguishing the macroforms (couple cliff/wave-cut bench) from microforms.

First Part: Morphogenic evolution of lava deltas (pp. 34-182)

After a brief presentation of hydromagmatism reactions (figure 14), mechanisms explaining the growing lava deltas were detailed. Various types of contact between lava and ocean observed on the margin of the Pu'u Ō'ō-Kūpaianaha deltas between 2000 and 2003 were listed and specific morphologies identified (stalactites, stalagmites, lava draperies, small cone of progression, plunging coast, *cf.* figure 18).

First, after having crossed the cliff, the lava flows touching the shore form a "foot of lava" (*cf.* figure 19 and photos 1 and 2). This initial stage, highlighted on several occasions, could be explained by the absence of a sufficiently broad basement of debris for the development of a delta. The contact between the magmatic fluid and sea water generates, indeed, hyaloclastites, caused by fragmentation of the first by the second, which cover sea floor offshore (photo 4). The "foot of lava" stretches generally out slowly as long as waves break on its face, i.e. as long as the fragments foundation ahead is not broader. Flow of lava arriving at the coast is also an essential parameter.

The form extends gradually, laterally and seawards, to create a lava delta. The enlargement is made along lava tubes which build headlands. The progressive thickening of the bench below the old cliff sometimes covers it completely in the end, thus erasing any trace of the old coastal morphology (figure 19). Direction of the waves must also play a part in the general shape of the delta, as it was showed at Kapoho (figure 20).

Evolution of lava deltas is made of stages of accumulation and of retreat which can be sudden. Packing of the deposits accumulated on the underwater slope is not totally accomplished which causes the instability of the platform of lava flows above it. Landslides in depth involve on the surface partial or total collapse of the whole delta or of an external bench (figure 20).

Bathymetry controls the expansion of the lava delta (figure 30). Thus, large deltas are built in shallow bays, whereas deltas are narrow where the shelf edge is close to the shoreline. Indeed, quickly sloping underwater topography involves instability of the talus, increasing landslides and erosion of the delta.

A study was undertaken in order to understand if seismicity contributes to the release of collapses (figure 22). Seisms which take place rather far away from the lava deltas, but with a magnitude 5 to 6 (Richter scale), can cause the fragility of the delta by the opening or the movement of fractures and can increase instability on the debris slope. The moderate earthquakes, as distant and with a magnitude 3 or 4, or lower but closer seisms, can have an impact, even if it is not direct. The succession of many earthquakes in the hours, the days, even the weeks which precede collapse also undoubtedly destabilizes the lava deltas.

Moreover, the contact between lava and water is not always passive. When the quantity of lava is important or when the mixing takes place in confined conditions, inside a lava tube, during a partial collapse for example, hydromagmatic explosions, sometimes extremely violent, contribute to the destruction of the delta (photos 9 et 10). Littoral pyroclastic cones, quickly eroded, can also be built (figure 24).

These hazards take part in the dangerousity of volcanic coasts for walkers visiting Hawai'i Volcanoes National Park. In spite of the intensity of those hazards, vulnerability remains nevertheless relatively limited. Even if the American liberal system makes the citizens, companies or local communities responsible concerning prevention, particularly great efforts were carried out on the preventive information of the tourists, on the eruption area and upstream by various media. The shores of the island of Hawai'i are also particularly vulnerable to lava flows invasion because of the human establishment, perennial or not, on the coasts (figure 25), even if hazard is limited (low recurrence of the event).

If hydromagmatic reactions stop at the end of lava flows supply, the lava delta, turned inactive, is however not stabilized and hazards for tourists remain. Indeed, this form is always unstable because of its hydrovolcanic basement. A study undertaken on pāhoehoe lava deltas built recently by Pu'u 'Ō'ō-Kūpaianaha eruptions made possible to better understand the short-term evolution of the lava deltas which became inactive. Two complementary methods were used: retreat of coastlines using GPS surveys (figures 27 to 29) and instability of topographic profiles surveyed with a tacheometer (figures 31 to 57). In spite of their limits, related to inaccuracy of the equipments used, several observations were made.

Collapses on the seaward edge of the lava deltas cause fast retreat of the shoreline, while flows continue to arrive at the same time. Once lava supply is extinguished, retreat of deltaic cliff is still about several tens to hundred meters during the first year, because of collapses still possible. Then they are very rare, even non-existent, because of the increasing stabilization of the hydroclastic debris fan, even if, on a short-time scale, instability can become accentuated. Retreat thus decreases quickly to reach average rates of 3 to 8 m per year, two to ten years after the beginning of the inactivity. Measurements show that a relation even seems to exist between annual retreat and age of recently inactive deltas, particularly with the maximum retreat surveyed on each sector of study (figure 28).

Moreover, daily volumes of eroded material were estimated at more than 1 500 m³ in nearly five years, on the Eastern part of the large delta of Kamoamoa and on Kamokuna delta. It is advisable to notice that all these measurements were taken on deltas built with pāhoehoe lava flows, where rock is strongly jointed and retreat faster. Deltas formed by 'a'ā flows are often thin headlands (*cf.* photo 49), very massive and resistant to marine attack, with specific forms (lava spines, channels of lava...).

Contrary to the starting assumption, the study showed the relative stability of the deltas recently inactive, except for their external margin. Submarine landslides only trigger gentle vertical and horizontal movements at the surface (figures 59 and 60). They are hardly discernible on the main part of the delta, about a few millimetres per year, because of dewatering of the hydroclastic debris by expulsion of intergranular water under the weight of overlying deposits and possible light slides. The delta could be regarded as completely stable ten years after the end of lava supply. It is nevertheless necessary to keep in mind that stabilization is never total on the recent volcanic islands.

Centimetric to metric annual displacements of the distal part of the deltas are marked by the opening of extensional cracks (photos 19 to 22), often sub-parallel to the coastline, and by gentle subsidence and rotations of blocks. Vertical and horizontal movements are frequently increasing on the outermost few meters, which indicates a tendency to the acceleration with time of the processes by the force of inertia. The interpretation of leveling results and of former studies allow to consider several processes (figures 64 to 66). Release of small rotational slides and possible planar slides or debris flows may be based on bedding-plane faults within the poorly consolidated submarine fans (various debris sheets, presence of submarine lava flows...).

Another mass movement, non-submarine, takes part in the morphogenesis of lava deltas. Possible underlying slides, pressure of breaking waves, gravity and sometimes hydromagmatic reactions, when the delta is still active (figure 67), create slow detachment of the cliff along the cracks, up to breakpoint with toppling. This movement of topple explains the relatively high and discontinuous rates of recession of the shoreline. Its cyclic character has been shown, with opening of cracks of distension, progressive topple of the cliff slab, sometimes forming an indentation along the coastline (figure 63), and opening of new cracks along the new cliff (figure 62).

Progressively, collapses and slides decrease, and wave erosion is left as the major destructive agent of lava deltas. Indeed, waves action is efficient in a barely consolidated rocky material, even if their effectiveness tends to decrease. No correlation could be found between periods of strong swells and instability or retreat of the deltas surveyed (figures 23, 72 and 73), but storms are involved without any doubt in the recession of the shoreline. In addition to their role in the embrittlement of the delta, they take part in the cliff retreat by rockslides, because of repeated shocks (photos 38 and 39). Abrasion is also effective and cuts wave notches and littoral arches, common forms on cliffs of lava deltas, even when they are still in activity (photo 8).

Those dynamics initially cause the irregularization of the coastline (figures 68 and 69). Capes are often developped on the lava deltas in a few months (photo 43). They could correspond to hardened lava tubes by melting and cooling of the walls. Secondly, marine

dynamics causes grading of the shoreline, highlighted by morphological indices on the field and general shape of the coastline (figure 70).

Second Part: Morphogenic evolution of cliffs and wave-cut benches (pp. 183-324)

Volcanic coasts of the Hawaiian Archipelago are characterized by their diversity (figures 74 to 77 and photos 44 to 48). They could be low, sometimes covered with sediments on the older islands, or cliffy, with scarps which can be metric or kilometric height. The extensive study of the coasts of the island of Hawai'i, at various spatial scales, and the observations carried out on the island of O'ahu, made it possible to highlight the parameters operating in the morphogenesis of the cliffs, to try to form them into a hierarchy and to follow their evolution with time.

The structure of the rock strongly controls coastal morphology at all the scales of analysis. Thus, the shoreline follows the shape of volcanos, of old lava deltas or individualizes more resistant sectors. Joint pattern of the rock facilitates erosion of the cliff, in particular with the pounding of the waves. The presence of basal breccias also allows the genesis of wave notch (photo 51).

If the lithology of the rock plays a minor role in coastal morphology, the microforms on wave-cut benches or structural ones are determined by the morphology of lava flows (figure 93). Pāhoehoe lava flows are more easily eroded than massive 'a'ā lava flows. Only stacking of thin 'a'ā lava flows makes easier their disintegration thanks to the presence of layers of breccias which constitute slip planes.

Rise of the sea-level resulting from the Holocene transgression is consolidated by volcano-isostatic subsidence of the island of Hawai'i. Only the marine regressions during glacial periods allowed the formation of broad platforms by stabilization of the sea-level (figure 81). During the Climatic Optimum, approximately 2 000 years ago, it was proved that the current shoreline could be reached only in rare places (figure 82), explaining the presence of pillow-lavas on tidal zone of several thousands of years old lava flows (Ka'auau Point et Puakō). So, the benches formerly assigned to a higher sea-level on the coasts of Kohala and Mauna Kea can only be benches of sub-current formation. Marine deposits found at more than 100 m of altitude on the Western face of Kohala were brought by waves of tsunami and not by a high sea-level. The isostatic compensation around the hot spot allowed, on the other hand, the rise of old marine terraces on the island of O'ahu (figure 80). Progressive submergence of Big Island shores limits the formation of wave-cut benches, explaining the ubiquity of plunging cliffs. Moreover, the global tendency of deceleration of the rates of retreat of hawaiian cliffs could be partly explained by this phenomenon.

The power of the marine attack around the Hawaiian Archipelago results from its distance of any other land. The important underwater slope also limits the swell refraction on the sea-floor and allows breaking of the plunging waves directly on the cliff. The regional or local contrasts of exposure and bathymetry have considerable consequences on the morphology of the coast as the opposition windward coast / leeward coast illustrates it on the island of Hawai'i (*cf.* figure 75).

Then, the various processes of basaltic cliffs erosion were analyzed (figures 84 and 85). Once the lava delta stabilized, the cliff retreat is generally carried out by gravity movements triggered by the suction effect of the waves and their shocks on the rock during storms. The rocky material is sometimes simply weakened and a new important weather episode is necessary to set off the destabilization. Apart from these periods, the cliff is generally inactive, protected from the impact of the waves by the blocks at its foot (photo 52). Only fall of stones or minor movements started by strong rains, for example, can modify the cliff morphology.

Rockslides ("*éboulements*"), with clastic disintegration during the fall, are the most frequent movements (photos 56 and 57), sometimes only caused by the action of the waves, without the assistance of gravity, when the cliff is low. The blocks spread out the scarp, half submerged. Other gravity processes are less frequent, like rockfalls ("*écroulements*"), which correspond to a free fall of massive rock without fracturing of material, or collapses ("*effondrements*") after the overhang of a slab of rock (photos 58 to 61). Topple ("*basculement*") is common on the most recent lava flows, but increasingly rare then, the opening of gravity or decompression cracks being more exceptional.

In spite of the limits of the methods used, the basaltic cliff retreat could be estimated. The returning time of morphogenic events was estimated initially at several months to a few tens of years, sometimes exceeding 1 m a year. The recurrence of the erosion episodes then reaches several decades to more than 100 years for cliffs cut into more than one century lava flows (figures 107 to 109). The volcanic coasts evolution is characterized by sudden accelerations and decelerations involving an irregular rhythm which is distinguished by multiannual morphogenic crisis (ordinary storm), during which the main part of the retreat is carried out, decennial episodes (great storm, passage of a hurricane, important seismic crisis), secular (great tsunami, great earthquake) or exceptional and cataclysmic (massive landslide of a volcano flank). It should be stressed that certain volcanic coasts do not evolve much, the attack of the waves limiting itself to minor morphological changes on the cliff or the bench.

Cliff retreat sometimes forms a narrow high-tide bench, 0.5 to 1 m above the mean sea-level, i.e. on the level of the maximum attack of the waves during ordinary storms (photos 76 and 77). Those high-tide benches are shaped on recent coasts, several tens to several hundreds years old. They are strongly controlled by the structure of the rock and can

correspond to old exhumed platforms (figure 94). Because of the sea-level rise, these forms of erosion end up to being submerged, explaining their scarcity on the periphery of the island of Hawai'i.

The basal or summit quarrying of blocks, when the storm waves are breaking, shapes medium-scales forms which will differ the recession of the coastline in lava flows of several tens to several hundreds of years, when the retreat is neither too fast nor too slow. Deepening and collapse of the roof of contiguous sea caves can generate the formation of long headlands on not very resistant and often recent cliffs (photos 67 and 68). In the exposed sectors, the sea caves can evolve into littoral arches by cut-off (figures 87 to 90, photos 66, 71 and 72). When the rock is particularly resistant, cut-off of the caves only shapes a broad cavern with arcades (photo 69). Once broken down, the littoral arches become sea stacks. Their destruction, just like the simple collapse of the caves roof, gives place to a reef located a few decimetres above the mean sea-level (photo 73). When the lateral quarrying of blocks or the removal of cobbles on a sub-horizontal surface ("*dépavage*") is carried out on the summit platform, the cliff is terraced, leading to a stair-shape platform, relatively common on the volcanic coasts, generally in the areas sheltered from the swells (figures 91 to 93, photos 74 and 75). Quarrying can also compose small amphitheatres at the outlets of gorges perpendicular to the coastline.

When the storms are particularly strong, especially during the passage of a hurricane, storm-wave benches, formerly imputed to a high sea-level, are shaped on cliff, several meters above the sea-level. On this occasion, blocks swept away from the cliff, sometimes more than one meter length, can be projected above the cliff (photos 79 to 84), like during tsunamis generated by local or distant earthquakes (figures 104 and 105).

These processes gradually involve grading of the coastline by destruction of the headlands most exposed to the waves. It becomes relatively rectilinear after only a few thousands of years. In detail, there can be a temporary irregularization of the shoreline by the formation of headlands because of the deepening and the erosion of sea caves. New lava flows also can napper the marine escarpment, the lava delta which is built then creating an indentation in the coastline.

The tendency to the immersion of the blocks at the cliff toe allows the continuation of the gravity movements and possibly the creation of a new wave-cut bench. The sea caves are also submerged, which supports the formation of blow-holes which can evolve in pit (figure 88 and photo 70). The sea-level rise is at the same time slow and continuous, but can accelerate locally during seismic crisis generating subsidence, sometimes plurimetric, of portions of shore (figures 101 to 103). Finally, the cliff can be completely submerged if no new lava flow covers it. The summit platform becomes supratidal and its morphology can only change locally.

At the end of the shield-building stage, 600 to 700 ky after its emergence on the island of Hawai'i, the flanks of the volcanic islands can be prone to great instantaneous destabilizations (figure 106). These giant landslides or debris-avalanches deeply modify the morphology of the island, forming on the coast very high cliffs or mega-cliffs on their slump scar or on the fault behind this one (photo 46 and figure 79). They also generate mega-tsunamis which deposit blocks, sometimes at more than one hundred meters of the sea-level at the time of this huge wave. These movements constitute in fact the ultimate and paroxysmal stage of the slow slides which usually take place on the active volcanos like Kīlauea or Mauna Loa and which results in episodical seismic crisis (figures 98 to 100).

When the shield-building stage is finished, the sporadic eruptions of the capping stage generate an increase of the subaerial slopes of the volcano. The height of the cliffs, which can already be high because of the long evolution and the former possible giant landslides, then tends to increase quickly. The retreat is mainly carried out by landslides (photos 62 and 63) and possibly by rockfalls. When the moving mass is important, in particular during an earthquake, deposit is evacuated with difficulty and cut in bench. Ablation is particularly effective during eustatic regressions of the glacial periods which stabilize the relative sea-level, involving an almost perfect grading of the coastline. Only late alkaline lava flows going down the thalwegs can induce an irregularization of the shoreline by building wide lava deltas as at Laupāhoehoe Point. The cliff recession forms broad wave-cut platforms, which tend to make decrease the rate of retreat because of the refraction of the waves on the sea-floor.

At the end of several hundreds of thousands of years, during the *hiatus* without volcanic activity (erosional stage), subaerial erosion is fast and severe, particularly on the windward coasts. The rise in the relative sea-level causes submergence of valleys and the longitudinal irregularization of the coastline (*cf.* figure 77).

Third Part: Genesis of the microforms on volcanic coasts (pp. 325-464)

As the cliff moves back, the coastal agents shape microforms on the escarpement and on the summit and basal benches, as well as on the deposits produced by their erosion. They can be forms of mechanical ablation, which generally take directly part in the cliff retreat, or forms of corrosion. Even if these alveolar forms, ponds of corrosion and forms of biological origin are often only minor morphological changes, they are involved in the general embrittlement of the rock before its possible erosion by the waves or the slope processes.

Even if some microforms can quickly be shaped, like our observations and the M.E.M. measurements demonstrated it (figures 119 to 122), their presence in the landscape is all the more important since the duration of evolution is long because the decreasing of the cliff retreat assists their formation and their conservation.

The influence of the structure (discontinuities, variations of texture or mineralogy according to the cooling of the lava) was also proposed, at various scales of analysis. The erosion can only consist of a simple cleaning of the primary structures of the lava flows (photos 120 and 121). Some forms of mechanical ablation as the quarrying ponds ("*mares de dépavage*") are also closely dependent from them (photo 102).

The abrasive action of the waves loaded with sediments appears in particular by the drilling of cavities, shaping from hollows on the surface of the bench or from small ponds of corrosion. A differentiation was proposed between the potholes s.s. ("*marmites de géant*") formed by eversion (photo 104) and the "abrasion pits" ("*puits d'abrasion*") (photo 105), according to morphological and genetic criterias (figures 115 to 117). Abrasion is also responsible for marks of shocks, polishes (photograph 103), grooves on the sloping platforms (photo 106 and figure 118) and wave notches (photo 50). The environmental conditions (exposure to waves, duration of submergence) do not seem to influence the micromorphology of these forms or their concentration. Their evolution is discontinuous, being carried out during storms, contrary to the forms of corrosion, the shaping by a relay of physical, chemical and biological processes of which is steadier.

The alveolar weathering was studied on storm deposits. This study has explained the genesis of tafonis and honeycombs on subvertical walls (photos 86 to 88) and of *lapiés* on horizontal supratidal surfaces (photos 89 to 91 and figure 112). Salt weathering seems to be the dominating process, even if chemical or biochemical reactions can improve the conditions of salts crystallization by creating new discontinuities, particularly over the rock more regularly moistened where the honeycombs are shaping. Various stages were particularized (figure 111). Once the resistant and superficial part opened (vitreous or microlitic texture, precipitation of dissolved elements), the crystallization of salts is more effective in the underlying more granular unit (*cf.* photos 132 and 133). The possible vesicularity of the lava and the presence of mafic minerals facilitate the deepening of the form. The rate of vertical erosion can reach several millimetres per annum when the conditions are favorable (good exposure to the spray, weak precipitations – *cf.* figures 146, 147 and 153 -, grey facies basalt of the central and massive portion of the lava flows). It happens that the core of the rock has a resistance comparable with the surface crust and limit the drilling of the form, because of a hyaline matrix and perhaps of titaniferous and magnetic minerals concentration (*cf.* photo 130). These textural differences, which are also marked by a contrasted compressive strength, measured with a Schmidt hammer (figure 154), are undoubtedly explained by a differentiated cooling of the lava and mineral migration.

A regular holing of the rock, shaping honeycombs, could be sometimes observed. This structure may depend on complex phenomenas of diffusion of the weathering and inhibition by the precipitation of dissolved elements (Turing structures, *cf.* figure 155). On the storm deposits, the association of these cells forms large tafonis. On the benches regularly covered

or sprayed by sea water, the honeycombs are sometimes more regular, checked, in particular on the volcanic tuffs.

This kind of rock is indeed also vulnerable to alveolar weathering, but corrosion seems to model these coasts in a more remarkable way in the mid-tidal level. The ponds of corrosion are more diversified than on basalts and have more often an overhang. The water-layer weathering allows the connection of the cavities (photo 118) and the evolution of the forms from the simple pit of corrosion to large and shallow basins – *vasques* – (photos 92 to 98). These basins were not observed on basalts, the rare forms of this type are more probably structural. The longer duration of submergence contributes to the effectiveness of the chemical processes, on tuffs or basalts, the rates of erosion remaining however lower than the alveolar forms ones. Moreover, it is possible that the capillary rise is responsible for a more severe corrosion of the section of rock above the water-saturated layer.

The hydrolysis and the oxidation of minerals could be ponctually and locally carried out, in relation to the modification of the temperature of the water, as the *in situ* and *in vitro* measurements of temperatures and pH seem to indicate (figures 127 to 132). Chemical weathering is easier in the facies with mafic minerals, feldspathoids or many plagioclases. The reactions concentrate on the circumference or in the microcracks of these minerals, along the cracks of the mesostase or on the periphery of the vesicles (photos 128 and 129, 135 to 137).

The coastal organisms also take part in corrosion. The perforations of the echinodermatous sea urchins were particularly noticed (photo 99). They take part in the destruction of the lower mid-tidal to infralittoral level of the basaltic or tuffs coasts, forming even, on the last one, notches at the base of cliffs (photo 100).

Grading of the processes of corrosion, which is controlled by the duration of desiccation, models platforms with an external rampart on some volcanic shores (photos 78, 116 and 117, figures 95 to 97, 142 and 143). A laboratory experiment (figures 124 and 125) made possible to prove the increase of the erosion rates with the duration of emergence (figure 133) and the role of salt weathering and hydratation during the alternations soaking/dessiccation. The platforms with an external rampart were nevertheless observed only in the tuffs of O'ahu island, where the duration of evolution was sufficient and where the variations of the relative sea-level allowed the formation of a high platform. A model of genesis is proposed from the observations on the field (figure 144). Downwearing would be carried out by various stages of levelling by coalescence of the ponds behind a rampart partially preserved from erosion. Nevertheless, alveolar weathering on its internal face and bioerosion on its external face gradually involve the formation of a wall before its total destruction. The water-saturated layer may control the maximum lowering of the platform.

The different effectiveness of the processes of corrosion according to the duration of emergence also involves a differential erosion of the volcanic cells, but in a less clearly and more scattered way in Hawai'i than on other volcanic coasts. At mid-tidal level, pinnacles attacked by the spheroidal weathering are surrounded by an aureole depressed by abrasion and bioerosion (figures 149 and 150). In the parts of the shore more often emerged, the center of the cells is hollowed out by alveolar weathering and the walls between the cells are sometimes outcropped, a small cells structure within greater units being added sometimes to the structural pattern (photos 123 to 127, figure 151). The migration of minerals and the gas bubbles during the cooling of the lava flow may be responsible for this morphological diversification. Grading of the mechanical erosion, process often underestimated in the previous studies, could also play a decisive part.

It is finally advisable to note the polygenic origin of many microforms. The processes often take turns, the agents being able to evolve according to the sea-level changes, some microforms ceasing being functional (*cf.* photo 115). Besides, some large ponds seem to have marks of all the processes (photo 107), even if all are not active any more at the present time.

Beyond the fascination they procure, the observation of a lava flow plunging into the sea invites to wonder about the becoming of these lands newly encroached on the oceans. Our study, through the example of the shores of the Hawaiian Archipelago, allow us to distinguish various stages in the morphogenic evolution of the volcanic coasts, multiplying the spatial or temporal scales of analysis in a resolutely naturalist way of observation of the forms and interpretation into processes. Several common morphogenic systems on the volcanic coasts were also defined (genesis of the lava deltas, topple of cliff slabs, formation and destruction of caves and arches, shaping of alveolar forms, genesis of platform with an external rampart...). We also aimed at finding the respective part of the various factors which are involved in the morphodynamics and the forms. Thus, we highlighted the importance of the structure of the rock, at various scales, but also, for example, of the duration of emergence for the forms of corrosion.

Eventually, many questions still have to be solved or would merit to be more extensive. Submarine research at a local scale should thus be undertaken in order to grasp better the morphological diversity of the volcanic coasts. The comparison with similar islands or other islands located in different climatic zones would permit to have a larger overview and to detect the intervention of the zonal processes. The best understanding of the specificity of some forms of corrosion, in particular in the cellular structures, also need a more precise study of the processes of alteration and of the different responses according to the petrographic properties of the rock, which could not be carried out during of this Ph.D. Lastly, the preliminary project of the thesis envisaged to develop more the concept of natural

hazards, and more largely of risk, the volcanic coasts of Hawaii being particularly hazardous. However, the initiative would have been too difficult in the limited time of a Doctorate Thesis, and this is why we wish, in the future, to develop these questions.

Keywords: geomorphology; littoral; volcanism; rocky coasts; cliffs; lava deltas; microforms; tafonis; morphodynamics; rockslides; corrosion; volcanic risks; Hawai'i; United States of America.

P.S.: the author thanks Elise Marie for her help in the translation of this abstract.

Contact: guillaumemarie@yahoo.com

Résumé : l'évolution des formes et de la morphodynamique en domaine littoral volcanique : recherches dans l'archipel d'Hawaï

Différents cycles ont été reconnus dans l'évolution des littoraux volcaniques de l'archipel d'Hawaï en lien avec des changements dans les processus d'érosion. Le développement d'un delta de lave dépend de l'extension du tapis de débris formés lors de réactions hydromagmatiques, elle-même tributaire de la topographie sous-marine. L'effondrement du delta lors d'un mouvement de masse dans le soubassement engendre des risques importants pour les promeneurs lorsque la forme est en construction et durant sa première année d'inactivité. La stabilisation rapide de l'assise de débris en quelques années diminue fortement le recul de la falaise qui s'effectue désormais par le biais des agents marins et de la gravité, surtout lors d'éboulements et de basculements de pans de falaise, dont l'occurrence est décroissante.

Le recul par genèse de grottes et d'arches est également courant, entraînant une irrégularisation longitudinale du trait de côte avant sa simplification. La formation de gradins par délogement latéral élabore une plate-forme en escalier. Des banquettes d'érosion marine de haute mer, en partie structurales, peuvent aussi être façonnées, mais elles sont rapidement immergées par l'élévation du niveau relatif de la mer consécutive à la subsidence volcano-isostasique. Sur le long terme, les glissements de terrain deviennent plus fréquents sur les grandes falaises plus anciennes.

Les formes de détail se développent également sur ces littoraux ayant subi une plus longue évolution. Lorsque les conditions sont favorables, des formes d'alvéolisation peuvent néanmoins être façonnées rapidement, notamment lorsque la texture plus résistante de la croûte superficielle permet la mise en surplomb. Les processus de météorisation semblent être confinés au niveau des discontinuités de la roche. Leur efficacité différenciée selon la durée d'émersion, notamment celle de l'haloclastie, façonne des plates-formes à rempart externe initiées à partir de banquettes d'origine eustatique.

Mots-clés : géomorphologie ; littoral ; volcanisme ; côtes rocheuses ; falaises ; deltas de lave ; microformes ; taffonis ; morphodynamique ; éboulements ; corrosion littorale ; risques volcaniques ; Hawaï ; États-Unis d'Amérique.

Abstract: evolution of forms and morphodynamics in volcanic littoral fields: research in the Hawaiian Archipelago

Various cycles connected with changes in the processes of erosion were identified in the evolution of volcanic coasts of the Hawaiian Archipelago. The growth of a lava delta depends on the extension of the fragments foundation formed during hydromagmatic reactions, which is itself linked with underwater topography. Collapse of the delta during a landslide in the basement generates a brutal retreat of the cliff of several tens of meters and significant risks for the walkers, when the form is being built and during its first year of inactivity. The fast stabilization of the underlying debris in only a few years strongly decreases the cliff retreat which is from now on triggered by marine agents and gravity, especially during rock slides and rock topples, the occurrence of which is decreasing.

The retreat by genesis of sea caves and sea arches is also current, producing an initial irregularization of the coastline before its grading. The formation of terraces by lateral quarrying leads to a stair shape platform, generally in the areas sheltered from the swells. Partly structural high tide shore benches can also be shaped, but they are quickly submerged by the rise of the related sea-level due to the volcano-isostatic subsidence. In the long-term, rock slides and rock slumps become more frequent on higher and older cliffs.

Microforms also develop on these coasts which have undergone a longer evolution. When the conditions are favorable, alveolar forms can nevertheless be quickly formed, particularly when the more resistant microlitic or hyaline texture of the surface crust allows an overhang. The processes of weathering seem to be confined in the rock discontinuities. Their different effectiveness according to the duration of emergence, particularly for salt weathering, shapes platforms with an external rampart, sprung from eustatic benches.

Keywords: geomorphology; littoral; volcanism; rocky coasts; cliffs; lava deltas; microforms; tafonis; morphodynamics; rockslides; corrosion; volcanic risks; Hawaii; United States of America.